

Detaillierte Nachbildung von Schneeprozessen in der hydrologischen Modellierung

Von der
Fakultät Architektur, Bauingenieurwesen und Umweltwissenschaften
der Technischen Universität Carolo-Wilhelmina
zu Braunschweig

zur Erlangung des Grades eines
Doktoringenieurs (Dr.-Ing.)
genehmigte

Dissertation

von
Kristian Förster
geboren am 31.08.1981
aus Hamburg

Eingereicht am	12. April 2013
Disputation am	13. Juni 2013

Berichterstatter	Prof. Dr.-Ing. Günter Meon Prof. Dr. Ulrich Strasser
------------------	---

2013

Danksagung

Diese Arbeit entstand während meiner Zeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz am Leichtweiß-Institut für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig in den Jahren 2011 bis 2013. Ohne die Hilfe und Unterstützung durch die betreuenden Professoren, Kollegen und Freunde wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

Mein herzlicher Dank gilt dabei insbesondere Prof. Dr.-Ing. Günter Meon für die Betreuung der Arbeit, die Unterstützung während der Bearbeitungszeit und das in mich gesetzte Vertrauen. Für die Möglichkeit, viele eigene Ideen in das Thema einbringen zu können und die finanzielle Unterstützung bei der Anfertigung von Rechenläufen auf dem Großrechner durch die Abteilung bin ich sehr dankbar. Bei Prof. Dr. Ulrich Strasser möchte ich mich für die Übernahme der Zweitbetreuung, viele gute Tipps und die Bereitstellung des Schneemodells ESCIMO für diese Arbeit herzlich bedanken.

Danken möchte ich auch meinen Kolleginnen und Kollegen der Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz für die tolle Zusammenarbeit während dieser Zeit. Namentlich hervorheben möchte ich dabei Prof. Dr. Matthias Schöninger, Ehna Dümpert, Malte Lorenz, Karen Prilop und Klaus-Peter Schleicher. Einen ganz besonderen Dank richte ich an Marlene Gelleszun, Karoline Stein, Phillip und Emilia Kreye sowie Dr.-Ing. Gerhard Riedel, die für mich auch schon mal alles stehen und liegen ließen.

Dem PANTA RHEI-Entwicklungsteam um Dr.-Ing. Stephan Lange, Dr.-Ing. Gerhard Riedel und Tim Lichtenberg bin ich ebenfalls für die Bereitstellung des technischen Know-hows zu großem Dank verpflichtet. Bei Fragen und technischen Problemen rund um ‚Ludwig‘ - den Großrechner der Fakultät - stand mir Fritz Lewall vom IRMB stets mit Rat und Tat zur Seite. Auch bei komplizierten Fragen wie Compiler-Installationen nahm er sich immer Zeit für mich. Vielen Dank dafür.

Special Thanks auch an die Studierenden Melanie Arth, Julia Schütz, Marco Hornbostel und Malte Eley.

Ein großes Dankeschön möchte ich an Dr.-Ing. Andreas Lange und Frank Eggelsmann von der Harzwasserwerke GmbH für die freundliche Bereitstellung der Schneelysimeterdaten und die vielen Hinweise rund um die Schneeverhältnisse im Harz richten. Auch Markus Anhalt von der Hochwasservorhersagezentrale sei für seine Hinweise gedankt.

Schließlich danke ich dem Niedersächsischen Ministerium für Umwelt, Energie und Klimaschutz und dem NLWKN (namentlich Prof. Dr.-Ing. Joseph Hölscher), über deren Forschungsprojekt ‚KliBiW (Globaler Klimawandel - Wasserwirtschaftliche Folgenabschätzung für das Binnenland)‘ das Einzugsgebietsmodell der Sieber sowie die vielen Zeitreihendaten genutzt werden konnten.

Meiner Familie und meinen Freunden möchte ich für die persönliche Unterstützung und auch für das gute Zureden, wenn es bei der Bearbeitung mal nicht so gut lief, sehr danken. Eine große Hilfe waren die fleißigen Korrekturleser Friederike und Carsten Spellig. Vielen Dank!

Zusammenfassung

Für die hydrologische Modellierung von Einzugsgebieten hoher Breiten und im Gebirge muss zur Beschreibung des Wasserhaushaltes eine saisonale Schneedecke berücksichtigt werden. Durch die Akkumulation einer Schneedecke während der Wintermonate können wesentliche Anteile der Niederschläge im Einzugsgebiet gespeichert werden. Bei einsetzender Schneeschmelze, die in ungünstigen Fällen durch Regen überlagert wird, können Hochwasserereignisse mit Schadenspotential entstehen.

Die Abbildung dieser Prozesse innerhalb eines hydrologischen Modellsystems kann mit Schneekomponenten unterschiedlicher Komplexität erfolgen. Einfache Ansätze (Schneemodelle) wie das Temperatur-Index-Verfahren weisen den Vorteil auf, dass sie nur Temperatur und Niederschlag als meteorologische Informationen bzw. Randbedingungen voraussetzen. Die Abbildung nichtaufgelöster Prozesse wird durch Parameteroptimierung indirekt erreicht. Demgegenüber sind komplexere Ansätze auf weitere meteorologische Randbedingungen angewiesen, welche nur selten auf der Skala eines kleineren bis mittleren Einzugsgebietes oder Teileinzugsgebietes vorliegen. Wegen der physikalisch begründeten Prozessbeschreibung sind diese komplexen Ansätze insbesondere für Szenarien (z.B. Klima- und Landnutzungsänderungen) oder Gebiete ohne Beobachtungen von großem Interesse, da der höhere Grad der Prozessbeschreibung die Optimierung von Modellparametern zunehmend ersetzt.

In vielen Fällen können diese prozessorientierten Schneekomponenten nicht erfolgreich eingesetzt werden, da die benötigten meteorologischen Randbedingungen nicht im erforderlichen Maß bereitgestellt werden können. Ein Vergleich mit einfachen Ansätzen ist daher nicht direkt möglich, da die Unsicherheiten in den Eingangsdaten die Unterschiede bei den Prozessbeschreibungen überlagern.

In dieser Arbeit wird eine neue Methode zur Anwendung von prozessorientierten Schneemodellen auf der Einzugsgebietsskala vorgeschlagen. Es soll die Frage beantwortet werden, ob ein atmosphärisches Modell die geeignete Datengrundlage für die Anwendung prozessorientierter Schneemodelle auf der Skala eines Einzugsgebietes liefert. Anstelle von Punktbeobachtungen werden die meteorologischen Randbedingungen mit Hilfe eines atmosphärischen Modells aus globalen Eingangsdaten abgeleitet (dynamisches Downscaling). Alle auf diese Weise abgeleiteten historischen meteorologischen Daten stehen damit in Raum und Zeit in einem korrekten physikalischen Zusammenhang – eine Grundvoraussetzung für die prozessorientierte Schneemodellierung. Mit Hilfe von drei unabhängigen prozessorientierten Schneemodellen auf der Punkt- und Einzugsgebietsskala als Komponenten eines hydrologischen Modellsystems wird dies untersucht. Zusätzlich wird aus Vergleichsgründen das Temperatur-Index-Verfahren eingesetzt.

Die Untersuchungen wurden für das Einzugsgebiet der Sieber (44 km²) im Harz durchgeführt. Im Vergleich mit hochaufgelösten Beobachtungsdaten konnten mit den Schneemodellen gute Ergebnisse für unterschiedliche meteorologische Situationen auf der Punkt- und Einzugsgebietsskala erzielt werden. Sowohl für den Kalibrierungs- als auch für den Validierungszeitraum ergaben die Simulationen auf der Einzugsgebietsskala Modelleffizienzen von über 0,8 bei Zeitreihenvergleichen für einen Zeitschritt von 1 h. Die Fragestellung wurde dabei auf die Variablen Temperatur, Luftfeuchte, Strahlung und Windgeschwindigkeit eingeschränkt, da die Variable Niederschlag nur unter Einschränkungen auf den gewünschten Skalen abgeleitet werden konnte. Daher wurden den Simulationen beobachtete Niederschlagszeitreihen zugrunde gelegt. Für Gebiete ohne Beobachtungen kann mit der hier entwickelten Methodik der Einfluss der saisonalen Schneedecke auf den Wasserhaushalt realistisch quantifiziert werden.

Abstract

The application of hydrological models for water balance simulations in high latitudes or in mountainous catchments requires the consideration of seasonal snow cover processes. Due to accumulation of snow during the winter considerable amounts of precipitation are stored in the snow pack. Rapid snow melt, partially superimposed by rain events, can cause extensive flooding with potential of damage.

Hydrological modelling systems contain components for snow processes (snow models) of different complexity. The advantage of simple approaches like the temperature index method lies in the small data requirements because only precipitation and temperature is needed. The representation of processes is rather simple and many unconsidered processes are captured by parameter optimization. More complex snow models with a higher degree of physics rely on a greater number of meteorological variables which are mostly unavailable at the catchment scale. However, their better representation of processes enables a more reliable application for ungauged basins and climates. In contrast to simpler approaches, a better process understanding increasingly replaces parameter optimization.

The lack of available meteorological forcing data on the model's scale often restricts the applicability of process based snow models. Hence, a comparison of models with different degrees of complexity is not possible since the uncertainty in preparing areal fields of meteorologic variables blurs the comparison of snow models with different needs in respect of meteorological forcing data.

In this study, a new approach to provide meteorological forcing data for process based snow models at the catchment scale is proposed. Instead of using point observations, the meteorological variables are derived by means of dynamic downscaling using a local atmospheric model driven by globally available input data. All meteorological variables of historical weather conditions are physically consistent in time and space, which is a basic requirement for process based snow models. The question, if spatial meteorological data obtained from a local atmospheric model are sufficient to drive process based snow models, is studied. To test the proposed methodology, simulations with three independent process based snow models are carried out at the point and catchment scale. For purposes of comparison, the common but very simplified temperature index method is applied likewise.

The study area is the Sieber catchment (44 km²) in the Harz Mountains in Germany. Compared to time series with high temporal resolution the tested snow models performed well under different meteorological conditions at the point and catchment scale. It was possible to achieve model efficiencies greater than 0.8 at catchment scale for both the calibration and the validation period on an hourly time step, if downscaled spatial data for temperature, humidity, radiation and wind speed were applied. For the study area, precipitation could not be downscaled with a high accuracy compared to observations. Consequently, observed precipitation time series were used instead. In conclusion, the proposed methodology can efficiently be used for areas without observations to simulate seasonal snow cover in a realistic manner.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	viii
Tabellenverzeichnis	x
Abkürzungs- und Symbolverzeichnis	xi
1 Einleitung	1
1.1 Veranlassung und Zielsetzung	1
1.2 Vorgehensweise	3
1.3 Aufbau der Arbeit	5
2 Schneeprozesse - Beobachtung und Modellierung	8
2.1 Grundlagen	8
2.1.1 Niederschlag und Schnee	8
2.1.2 Strahlung und Strahlungsbilanz	10
2.1.3 Energie- und Massenbilanz	14
2.1.4 Metamorphose und Setzung der Schneedecke	23
2.1.5 Schnee in Wäldern	30
2.2 Schneehydrologisch relevante Beobachtungen	37
2.2.1 Stationsdaten	37
2.2.2 Fernerkundungsdaten	42
2.2.3 Alternative Beobachtungsmethoden	46
2.3 Modellansätze	46
2.3.1 Übersicht	47
2.3.2 Das Temperatur-Index-Verfahren	49
2.3.3 Erweiterte Temperatur-Index-Verfahren	50
2.3.4 Energiebilanzansätze	52
2.3.4.1 Überblick	52
2.3.4.2 SNOBAL	53
2.3.4.3 Ansatz nach Walter	54
2.3.4.4 Utah Energy Balance Model	55
2.3.4.5 Snow-Evolution Modeling System (SnowModel)	57
2.3.4.6 ESCIMO und AMUNDSEN	58
2.3.5 Ein- und mehrdimensionale Schneemodelle	59
2.3.6 Schneeprozesse in komplexen mesoskaligen Modellen	61
2.3.7 Überblick: Schneemodelle als Komponenten hydrologischer Mo- dellsysteme	63
2.3.8 Modellkomplexität	68
2.4 Beobachtungen, Skalenübergänge und Unsicherheiten bei der Modellierung	71
3 Folgerungen aus der Literaturanalyse	76

3.1	Daten und Modellkomplexität	76
3.2	Modellierungsstrategie	79
3.3	Innovative Komponenten der Arbeit	82
4	Untersuchungsgebiet	87
4.1	Schneelysimeter Torfhaus	87
4.2	Das Einzugsgebiet der Sieber	88
4.2.1	Allgemeine Beschreibung	88
4.2.2	Verfügbare Daten	91
4.2.3	Klima, Wasserhaushalt und ausgewählte Winter	92
5	Rekonstruktion meteorologischer Felder durch dynamisches Downscaling	100
5.1	Überblick	100
5.1.1	Modelle für numerische Wettervorhersagen und Klimasimulationen	100
5.1.2	Lokale atmosphärische Modelle (Limited Area Models)	101
5.1.3	Dynamisches Downscaling	102
5.1.4	Anwendungsbeispiele in der Hydrologie	102
5.2	Physikalische Grundlagen	104
5.2.1	Die Grundgleichungen	104
5.2.2	Parametrisierungen	108
5.3	Das Modell Advanced Research WRF (ARW)	109
5.3.1	Überblick über das Modell	109
5.3.2	Diskretisierung und Lösung der Grundgleichungen	112
5.3.3	Parametrisierungen	116
5.3.4	Wolkenmikrophysik und Niederschlagsbildung in ARW	118
5.3.5	Modellauflösung und Niederschlag	120
5.4	Anwendung von ARW zur Ableitung meteorologischer Felder	122
6	Modellierung von Schneeprozessen auf der Einzugsgebietsskala mit PANTA RHEI	127
6.1	Überblick	127
6.2	Modellstruktur	130
6.3	Prozessbeschreibung	131
6.3.1	Schnee	132
6.3.2	Evapotranspiration	132
6.3.3	Interzeption	134
6.3.4	Infiltration und Bodenwasserhaushalt	134
6.3.5	Abflusskonzentration	135
6.3.6	Basisabfluss	136
6.3.7	Wellenablauf	136
6.3.8	Bauwerke	137
6.4	Erweiterungen des Programms PANTA RHEI	138

6.4.1	Atmosphärische Gegenstrahlung	138
6.4.2	Anbindung externer Schneemodelle	139
6.4.3	Niederschlagskorrektur	139
6.4.4	Höhengradient des Niederschlags	140
6.5	Erweiterung des Modellsystems um neue Schneemodelle	140
6.5.1	Modifikation des Walter-Modells für Stundenwerte	140
6.5.2	Utah Energy Balance Model	142
6.5.3	ESCIMO mit Waldschneeprozessen	142
6.5.4	Skalierung der Prozessbeschreibung	144
6.6	Kopplung an ARW	144
6.7	Abbildung des Einzugsgebiets der Sieber in PANTA RHEI	146
7	Ergebnisse und Diskussion	147
7.1	Ableitung der meteorologischen Felder	147
7.1.1	Einfluss der seitlichen Ränder	147
7.1.2	Testläufe mit ARW zur Ermittlung einer geeigneten Konfiguration	152
7.1.3	Niederschlag	155
7.1.4	Temperatur	160
7.1.5	Luftdruck	162
7.1.6	Luftfeuchte	164
7.1.7	Windgeschwindigkeit	165
7.1.8	Strahlung	166
7.1.9	Zusammenfassung	169
7.2	Anwendung der Schneemodelle auf der Punktskala	171
7.2.1	Kalibrierung der Modelle	171
7.2.2	Winter 2005/06	173
7.2.3	Winter 2010/11	178
7.2.4	Zusammenfassung	181
7.3	Anwendung der Schneemodelle auf der Einzugsgebietsskala	182
7.3.1	Kalibrierung	183
7.3.2	Winter 2005/06	185
7.3.3	Winter 2010/11	190
7.3.4	Zusammenfassung	193
8	Zusammenfassung und Ausblick	194
8.1	Stand der Forschung	194
8.2	Vorgehensweise	198
8.3	Ergebnisse	199
8.4	Schlussfolgerung	200
8.5	Ausblick	201
	Literatur	204

Anhang	225
A Berechnung der atmosphärischen Emissivität	225
B Berechnung der spezifischen Luftfeuchte	227
C Berechnung der turbulenten Wärmeströme mit Parametrisierung der Rau- igkeit	228
D Berechnung statistischer Kenngrößen	232
E Weitere Darstellungen und Ergebnisse	235
Weitere Angaben zu den verwendeten Quellen	239

Abbildungsverzeichnis

1.1	Vorgehen bei der Modellierung von Schneeprozessen auf der Punkt- und Einzugs- gebietsskala	5
2.1	Spektrales Reflexionsvermögen von Schnee für verschiedene Radian	11
2.2	Vertikaler Verlauf der Strahlungsbilanz in der Schneedecke	13
2.3	Wärme- und Wasserhaushalt der Schneedecke	15
2.4	Räumliche Schneeprozesse	24
2.5	Metamorphose von Schnee	25
2.6	Setzung der Schneedecke	28
2.7	Strahlungs- und Wasserhaushalt in schneebedeckten Wäldern	30
2.8	Messungen der kurzwelligen Strahlung im Bestand	32
2.9	Eddy-Kovarianz-Messungen im und oberhalb des Bestands	33
2.10	Prinzipskizze Schneesonde	40
2.11	Skalentriplett	72
2.12	Skalenübergänge	73
3.1	Vorgehensweise bei der Modellierung	86
4.1	Übersichtskarte Harz mit Einzugsgebiet der Sieber	88
4.2	Fotos der Station Torfhaus (Quelle: Harzwasserwerke)	89
4.3	DGM, Boden- und Landnutzungskarte der Sieber	90
4.4	Klimadigramm der Station Clausthal	93
4.5	Mittlere und maximale Schneehöhen der Station Clausthal	95
4.6	Wasseräquivalent, Höhe und Lagerungsdichte der Schneedecke, Station Schierke	97
4.7	Thermopluviogramme für die Station Braunlage	98
5.1	Komponenten und Datenfluss in ARW	111
5.2	Diskretisierung in ARW	113
5.3	Skizze Wolkenmikrophysik	119
5.4	Das Berechnungsgitter im Modell ARW	123
5.5	Zeitreihen der Meeresoberflächentemperaturen	124
5.6	Karte Meeresoberflächentemperaturen	124
6.1	Screenshot PANTA RHEI	128
6.2	Schnittstellen in PANTA RHEI	131
6.3	Testlauf des Walter-Modells auf der Punktskala	141
7.1	Standardmodellgitter und erweitertes Modellgitter	148
7.2	Zeitreihenvergleich der Temperatur auf Grundlage verschiedener Modellgeometrien	149
7.3	Statistische Auswertung der Temperaturzeitreihen auf Grundlage verschiedener Modellgeometrien in einem Taylor-Diagramm	150
7.4	Zeitreihenvergleich der Temperatur auf Grundlage verschiedener Modellgeometrien	151
7.5	Statistische Auswertung der Niederschlagszeitreihen auf Grundlage verschiedener Modellgeometrien in einem Taylor-Diagramm	152
7.6	Vergleich Noah-LSM und Noah-MP für Niederschlag und Wasseräquivalent	154
7.7	Vergleich der mit dem Noah-LSM und Noah-MP-Modell simulierten spezifischen Feuchte für die Station Brocken im November 2005	155
7.8	Summenlinien des Gebietsniederschlags für verschiedene Simulationsläufe	157
7.9	Taylor-Diagramm Downscaling Niederschlag	158
7.10	Karte der simulierten Niederschlagssummen im Winter 2005/06	159

7.11 Taylor-Diagramm Downscaling Temperatur	160
7.12 Vergleich der simulierten und beobachteten Zeitreihe der Temperatur für die Station Torfhaus	161
7.13 Simulationen der Temperatur für die Station Torfhaus während der Schneeschmelze im Frühjahr 2006	161
7.14 Taylor-Diagramm Downscaling Temperatur (Ausschnitt)	162
7.15 Vergleich der simulierten Zeitreihen des Luftdrucks mit Beobachtungen	163
7.16 Vergleich der simulierten und beobachteten Zeitreihe der spezifischen Feuchte für die Station Braunlage	164
7.17 Vergleich der simulierten und beobachteten Zeitreihe der Windgeschwindigkeit für die Station Braunlage	165
7.18 Zeitreihenvergleich kurzwellige Strahlung im Winter 2005/06	167
7.19 Vergleich der simulierten langwelligen Strahlung mit Beobachtungen	168
7.20 Statistische Auswertung der simulierten langwelligen Strahlungsflussdichten in Taylor-Diagrammen	169
7.21 Energieflussdichten wesentlicher Energiebilanzkomponenten im Kalibrierungszeitraum	174
7.22 Summenlinien der (Re-)Sublimation bzw. Kondensation im Winter 2005/06, Station Torfhaus	175
7.23 Vergleich SWE auf der Punktskala im Winter 2005/06	175
7.24 Simulationsergebnisse für das Schneelysimeter Torfhaus (805 m ü. NN) mit verschiedenen Schneemodellen im Kalibrierungszeitraum	176
7.25 Energieflussdichten wesentlicher Energiebilanzkomponenten im Validierungszeitraum	179
7.26 Vergleich SWE auf der Punktskala im Winter 2010/11	180
7.27 Simulationsergebnisse für das Schneelysimeter mit verschiedenen Schneemodellen im Validierungszeitraum	181
7.28 Simulationsergebnisse für den Pegel Pionierbrücke mit verschiedenen Schneemodellen im Kalibrierungszeitraum	186
7.29 Summenlinien der (Re-)Sublimation bzw. Kondensation, Pegel Pionierbrücke	187
7.30 Schneeinterzeption im Modell ESCIMO+Canopy	189
7.31 Karten der Schneeinterzeption für das Einzugsgebiet der Sieber	189
7.32 Simulationsergebnisse für den Pegel Pionierbrücke mit verschiedenen Schneemodellen im Validierungszeitraum	191
D.1 Skizze Taylor-Diagramm	233
E.1 Meteorologische Zeitreihen für die Schneeschmelze im Frühjahr 2006	236
E.2 Meteorologische Zeitreihen für die Schneeschmelze im Januar 2011	237

Tabellenverzeichnis

2.1	Relevante Wellenlängen- und Frequenzbereiche	10
2.2	Beispiel Messnetzdicke von meteorologischen Beobachtungen	38
2.3	Definition des Schneebedeckungsgrades	39
2.4	Einteilung von Schneemodellen hinsichtlich der Komplexität der Prozessbeschreibung	48
2.5	Typische Werte des Gradtagfaktors	50
2.6	Abhängigkeiten des Gradtagfaktors	51
2.7	Hydrologische Modellsysteme und deren Schneekomponenten	66
2.8	Längenskalen und damit verbundene dominante Prozesse bzw. Eigenschaften	71
3.1	Übersicht der verwendeten Schneemodelle	83
4.1	Stationsliste des meteorologischen Messnetzes im Harz	91
4.2	Langjährige Monatswerte des Niederschlags im Siebereinzugsgebiet	93
4.3	Hauptzahlen des Pegels Pionierbrücke	96
5.1	Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik	120
5.2	Gewählte Parametrisierungen in ARW	125
6.1	Parameterliste des modifizierten Energiebilanzansatzes nach Walter	142
6.2	Parameterliste für das Utah Energy Balance Modell	143
6.3	Parameterliste für ESCIMO mit Waldschneeprozessen	143
6.4	Meteorologische Variablen in ARW und PANTA RHEI	145
7.1	Räumliche Ausdehnung der Modellgitter	148
7.2	Summen des Gebietsniederschlags für verschiedene Simulationsläufe	156
7.3	Berechneter und beobachteter Luftdruck	164
7.4	Kalibrierung Utah Energy Balance Modell	172
7.5	Mittelwerte von Energieflussdichten während der Schneeschmelze 2006	174
7.6	Statistische Auswertung der Simulationsläufe mit den Schneemodellen im Winter 2005/06 auf der Punktskala	177
7.7	Mittelwerte von Energieflussdichten während der Schneeschmelze 2011	179
7.8	Statistische Auswertung der Simulationsläufe mit den Schneemodellen im Winter 2010/11 auf der Punktskala	182
7.9	Kalibrierung der Schneemodelle für das Einzugsgebiet der Sieber	184
7.10	Kalibrierung Utah Energy Balance Modell für das Siebergebiet	184
7.11	Statistische Auswertung der Simulationsläufe mit den Schneemodellen im Winter 2005/06 auf der Einzugsgebietsskala	186
7.12	Statistische Auswertung der Simulationsläufe mit den Schneemodellen im Winter 2010/11 auf der Einzugsgebietsskala	192
E.1	Zusammenfassung der NCEP-Analysedaten dso83.2	235
E.2	Summen der Stationsniederschläge für verschiedene Simulationsläufe	238

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

Abkürzungen

AISH	→IAHS
AMUNDSEN	Alpine Multiscale Numerical Distributed Simulation Engine
AOGCM	coupled Atmosphere-Ocean →GCM
ARW	Advanced Research →WRF
ATKIS	Amtliches Topographisch-Kartographisches Informationssystem
ATV-DVWK	Zusammenschluss der Abwassertechnischen Vereinigung e.V. (ATV) und des →DVWK
AWST	Automatische Wetterstation
BÜK50	Bodenübersichtskarte im Maßstab 1:50 000
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
DHSV	Distributed Hydrology Soil Vegetation Model
DIN	Deutsches Institut für Normung e. V.
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., heute →DWA
DWA	Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V.
DWD	Deutscher Wetterdienst
DYVESOM	Dynamic Vegetation Soil Model
ESCIMO	Energy balance Snow Cover Integrated MOdel
EZG	Einzugsgebiet
f2c	FORTTRAN zu C - Konverter
FD DA	Four-Dimensional Data Assimilation
FNL	Final
GCM	Global Circulation Model
GIS	Geographisches Informationssystem
GrADS	Grid Analysis and Display System
GRIB	GRIdded Binary
GSI	Growing Season Index
GUI	Graphical User Interface
HBV	Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning model
HEC	Hydrologic Engineering Center (US Army Corps of Engineers)
HMS	Hydrologic Modeling System von →HEC
HRU	Hydrologic Response Unit

HSU	Hydrologic Similar Unit, z.T. synonym für →HRU
HWW	Harzwasserwerke GmbH, Hildesheim
HYWAG	Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz am →LWI
IAHS	International Association of Hydrological Sciences (Association internationale des sciences hydrologiques)
IDL	Interactive Data Language
IfW	Institut für Wassermanagement IfW GmbH, Braunschweig
IRMB	Institut für rechnergestützte Modellierung im Bauingenieurwesen der Technischen Universität Braunschweig
LAI	Leaf Area Index (Blattflächenindex)
LARSIM	Large Area Runoff Simulation Model
LE2006	Modell zur Ermittlung von $L \downarrow$ nach Liston & Elder
LSM	Land Surface Model
LWI	Leichtweiß-Institut für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig
MM5	Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NASIM	Niederschlag-Abfluss-Modell der Firma Hydrotec
NASMO	Niederschlag-Abfluss-Modell nach Stödter (1994)
NAXOS	Niederschlag-Abfluss-Modell für X-Operationssysteme nach Riedel (2004)
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NDSI	Normalized Difference Snow Index
netCDF	Network Common Data Form
NIR	Nahes Infrarot
NLWKN	Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
NMM	Non-hydrostatic Mesoscale Model
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
Noah	Zusammenschluss von → <u>N</u> CEP, <u>O</u> regon State University, <u>A</u> ir Force, → <u>N</u> WS Hydrology Lab
Noah-MP	→Noah-Modell mit Multiparametrisierungsoptionen
NRCS	Natural Resources Conservation
NWS	National Weather Service

PILPS	Project for the Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes
PREVAH	Precipitation-Runoff-Evapotranspiration →HRU Model
PSP	Precision Spectral Pyranometer
PRMS	Precipitation-Runoff Modeling System
PUB	Prediction of Ungauged Basins, eine Initiative der →IAHS
PUC	Prediction in Ungauged Climates
RADAR	RAdio Detection And Ranging
RCM	Regional Climate Model
Re-Init	Re-Initialisierung
REW	Representative Elementary Watershed
RMSE	Root Mean Square Error (mittlere quadratische Abweichung)
RTG SST	Real-time, global, sea surface temperature analysis
RRTM	Rapid Radiative Transfer Model
SAR	Synthetic Aperture →Radar
SCS	U. S. Soil Conservation Service
SHE	Système Hydrologique Européen
SHETRAN	→SHE-TRANsport
SnowMIP	Snow Model Intercomparison Project
SNOTEL	SNOWpack TELelemetry System
SRM	Snowmelt Runoff Model (Martinec-Modell)
SST	Sea Surface Temperature (Meeresoberflächentemperatur)
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
SWE	Snow Water Equivalent (Wasseräquivalent der Schneedecke)
T-Index	Temperatur-Index-Verfahren
TIR	Thermisches Infrarot
TKE	Turbulente kinetische Energie
UCAR	University Corporation for Atmospheric Research
UEB	Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
USACE	U.S. Army Corps of Engineers
USGS	U.S. Geological Survey
UTC	Universal Time Coordinated
VIS	Visible (Abk. für sichtbares Licht)

WASIM	Water Balance Simulation Model
WDM6	→WRF Double-Moment 6-class Microphysics
WEWA	Wetterwarte
WMO	World Meteorological Organization
WPS	→WRF Preprocessing System
WRF	Weather Research and Forecast modeling system
YSU	Yonsei University Model

Symbole und Formelzeichen

Griechische Kleinbuchstaben

α	-	Albedo
α_0	-	Minimum der Schneeralbedo
α_{add}	-	additiver Anteil zur Ermittlung der maximalen Albedo
α_L	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$	Wärmeübergangszahl
β	-	Bowen-Verhältnis ($\beta = Q_H / Q_E$)
ϵ	-	Emissivität
ϵ_a	-	Emissivität der Atmosphäre
η	-	geländefolgende Koordinate (manchmal auch Sigma-p genannt)
ϑ	$^{\circ}\text{C}$	Temperatur
ϑ_d	$^{\circ}\text{C}$	Taupunkt
κ	-	empirischer Faktor nach Liston und Elder (2006b)
λ	m	Wellenlänge
ν	s^{-1}	Frequenz
ρ	kg m^{-3}	Dichte allg.
$\bar{\rho}$	kg m^{-3}	mittlere Dichte der Luft
ρ_{bulk}	kg m^{-3}	Lagerungsdichte der gesamten Schneedecke
ρ_0	kg m^{-3}	Neuschneedichte (Schätzwert: ca. 100 kg m^{-3})
ρ_l	kg m^{-3}	Dichte des Flüssigwasseranteils der Schneedecke
ρ_L	kg m^{-3}	Luftsdichte
ρ_s	kg m^{-3}	Dichte der Schneedecke oder eine Schneesicht
ρ_v	kg m^{-3}	Wasserdampfdichte
ρ_w	kg m^{-3}	Dichte von flüssigem Wasser (ca. 1000 kg m^{-3})
ρ_{Eis}	kg m^{-3}	Dichte von Eis (ca. 917 kg m^{-3})
σ	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$	Stefan-Boltzmann-Konstante ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{K}^{-4}$)
σ_f		erwartungstreue Standardabweichung eines Modells (Einheit wie Zeitreihe)
$\tilde{\sigma}_f$		nicht-erwartungstreue Standardabweichung eines Modells (Einheit wie Zeitreihe)
$\sigma_{Q_{obs}}$	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	Standardabweichung des beobachteten Abflusses
$\sigma_{Q_{sim}}$	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	Standardabweichung des simulierten Abflusses
$\sigma_{\Delta r_{obs}}$	mm h^{-1}	Standardabweichung des beobachteten Schmelzabflusses

$\sigma_{\Delta r_{sim}}$	mm h^{-1}	Standardabweichung des simulierten Schmelzabflusses
σ_r		erwartungstreue Standardabweichung der Referenz (Einheit wie Zeitreihe)
$\tilde{\sigma}_r$		nicht-erwartungstreue Standardabweichung der Referenz (Einheit wie Zeitreihe)
φ	rad	geographische Breite
χ	$[\text{m}^{-1}]$	Parameter zur Beschreibung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags nach Liston und Elder (2006b)

Griechische Großbuchstaben

Γ	K m^{-1}	Temperaturgradient
Γ_d	K m^{-1}	Taupunktgradient
Θ	K	potentielle Temperatur
Θ'	K	turbulenter Anteil der potentiellen Temperatur
Φ	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$	Geopotential
Φ_E	-	Gradientenfunktion für den latenten Wärmestrom
Φ_H	-	Gradientenfunktion für den sensiblen Wärmestrom
Φ_M	-	Gradientenfunktion für den Impulsstrom
Ψ_M	-	Funktion zur Korrektur der atmosphärischen Schichtung (Wind)
Ψ_q	-	Funktion zur Korrektur der atmosphärischen Schichtung (Feuchte)
Ψ_T	-	Funktion zur Korrektur der atmosphärischen Schichtung (Temp.)
Ω	s^{-1}	Rotationsfrequenz der Erde
$\vec{\Omega}$	s^{-1}	Vektor der Erdrotation

Lateinische Kleinbuchstaben

a	-	Parameter der Setzungsformel nach Bader et al. (1939)
a_d	$\text{mm d}^{-1} \text{°C}^{-1}$	Gradtagfaktor
a_l	-	Korrekturfaktor für flüssigen Niederschlag
a_s	-	Korrekturfaktor für festen Niederschlag
b	d^{-1}	Parameter der Setzungsformel nach Bader et al. (1939)
b_0	-	Koeffizient zur Bestimmung der Rauigkeitslänge
b_1	-	Koeffizient zur Bestimmung der Rauigkeitslänge
b_2	-	Koeffizient zur Bestimmung der Rauigkeitslänge
b_l	s m^{-1}	Korrekturfaktor für flüssigen Niederschlag (windabh.)
b_s	s m^{-1}	Korrekturfaktor für festen Niederschlag (windabh.)
c_1	-	Parameter der Setzungsformel nach Anderson (1976)
c_2	-	Parameter der Setzungsformel nach Anderson (1976)
c_i	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	Spezifische Wärmekapazität von Eis ($c_i=2100 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
c_p	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	Spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck ($c_p=1004 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
c_w	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	Spezifische Wärmekapazität von Wasser ($c_w=4180 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
e	hPa	Dampfdruck (Partialdruck Wasserdampf)
e_1	-	Einheitsvektor in x -Richtung

e_2	-	Einheitsvektor in y -Richtung
e_3	-	Einheitsvektor in z -Richtung
e_{200}	hPa	Dampfdruck 2 m über dem Gelände
e_s	hPa	Sättigungsdampfdruck
f		Zeitreihe einer Simulation (Modell, beliebige Einheit)
\bar{f}		Mittelwert der Zeitreihe (Modell)
g	m s^{-2}	Erdbeschleunigung ($g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$)
i	-	Laufvariable
k	-	von Kármán-Konstante, $k = 0,40$
k_α	s^{-1}	Rückgangskonstante für die Schneeralbedo (i.A. in d^{-1} angegeben)
k_s	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	thermische Leitfähigkeit des Bodens
n	-	Stichprobenumfang
n_Q	-	Faktor zur Korrektur der turbulenten Wärmeströme nach Braithwaite (1995)
n_x	-	Anzahl der Gitterzellen in x -Richtung
n_y	-	Anzahl der Gitterzellen in y -Richtung
p	hPa	Luftdruck
Δp	hPa	Luftdruckdifferenz
p_0	hPa	Luftdruck im Niveau 1000 hPa
p_s	hPa	Luftdruck auf der Erdoberfläche
p_t	hPa	Luftdruck am oberen Modellrand
q	kg kg^{-1}	spezifische Luftfeuchte
q'	kg kg^{-1}	turbulenter Anteil der spezifischen Feuchte
q_0	kg kg^{-1}	spezifische Feuchte an der Oberfläche (z.B. Schnee)
q_n	kg kg^{-1}	spezifische Feuchte für die Hydrometeorklasse n
q_L	kg kg^{-1}	spezifische Feuchte der angrenzenden Luftschicht
q_*	kg kg^{-1}	Skalenwert der spezifischen Feuchte
r		Zeitreihe einer Referenz (Beobachtung, beliebige Einheit)
\bar{r}		Mittelwert der Zeitreihe (Referenz)
Δr	mm h^{-1}	Schmelzabfluss (kann auch in der Einheit $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ angegeben werden)
Δr_{obs}	mm h^{-1}	beobachteter Schmelzabfluss
$\Delta \bar{r}_{obs}$	mm h^{-1}	Mittelwert des beobachteten Schmelzabflusses
Δr_s	mm h^{-1}	simulierter Schmelzabfluss
$\Delta \bar{r}_{sim}$	mm h^{-1}	Mittelwert des simulierten Schmelzabflusses
r_E	-	Widerstand für den latenten Wärmestrom
r_H	-	Widerstand für den sensiblen Wärmestrom
t	s	Zeit
Δt	s	Zeitschritt
u	m s^{-1}	Horizontalkomponente der Windgeschwindigkeit (x -Richtung)
\bar{u}	m s^{-1}	Mittelwert der Windgeschwindigkeit (x -Richtung)
\vec{u}	m s^{-1}	vektorielle Windgeschwindigkeit (x -Richtung)
u_{1000}	m s^{-1}	Windgeschwindigkeit in 10 m über dem Gelände
u'	m s^{-1}	turbulenter Anteil der Windgeschwindigkeit (x -Richtung)
u_*	m s^{-1}	Skalenwert der Windgeschwindigkeit (Schubspannungswindgeschwindigkeit)

v	m s^{-1}	Horizontalkomponente der Windgeschwindigkeit (y -Richtung)
\vec{v}	m s^{-1}	vektorielle Windgeschwindigkeit (y -Richtung)
\vec{v}	m s^{-1}	dreidimensionaler Vektor der Windgeschwindigkeit
w	m s^{-1}	Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit (z -Richtung)
w'	m s^{-1}	turbulenter Anteil der Windgeschwindigkeit (z -Richtung)
x	m	Horizontalkoordinate im kartesischen Koordinatensystem
Δx	m	Abstand, Gitterweite (x -Richtung)
y	m	Horizontalkoordinate im kartesischen Koordinatensystem
Δy	m	Abstand, Gitterweite (y -Richtung)
z	m	Vertikalkoordinate im kartesischen Koordinatensystem
z_0	m	aerodynamische Rauigkeitslänge
z_B	m	Bezugsgeländehöhe
z_i	m	Interpolierte Geländehöhe
z_q	m	Rauigkeitslänge für die spezifische Feuchte
z_T	m	Rauigkeitslänge für die Temperatur
Δz	m	vertikale Differenz, z.B. Schichtdicke

Lateinische Großbuchstaben

C_E	-	skalarer Transportkoeffizient für den latenten Wärmestrom
C_H	-	skalarer Transportkoeffizient für den sensiblen Wärmestrom
E	mm h^{-1}	Evaporation, Kondensation, (Re-) Sublimation (kann auch in der Einheit $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ angegeben werden)
F		allg. für Funktion
F_c	-	Waldbedeckungsgrad
LAI	-	Blattflächenindex (s. Liste der Abkürzungen)
H	cm	Schneehöhe
H_{obs}	cm	beobachtete Schneehöhe
HQ	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	Höchster Abfluss
I_{max}	mm	maximale Interzeptionskapazität
$K \uparrow$	W m^{-2}	reflektierte kurzwellige Strahlung
$K \downarrow$	W m^{-2}	solare kurzwellige Strahlung
$K_{E\downarrow}$	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	turbulenter Diffusionskoeffizient für den Strom latenter Wärme Q_E
$K_{H\downarrow}$	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	turbulenter Diffusionskoeffizient für den Strom sensibler Wärme Q_H
$K_{E\uparrow}$	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	turbulenter Diffusionskoeffizient für den Impulsstrom
L_{MO}	m	Monin-Obukhov'sche Stabilitätslänge
L	J kg^{-1}	allg. für Enthalpie oder Wärme
L_f	J kg^{-1}	Schmelzwärme ($0,334 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ bei 0°C)
L_s	J kg^{-1}	Verdunstungs- und Kondensationswärme ($2,501 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ bei 0°C)
L_v	J kg^{-1}	Sublimationswärme ($2,835 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ bei 0°C)
$L(T)$	W m^{-2}	langwellige Strahlungsflussdichte
$L \uparrow$	W m^{-2}	terrestrische langwellige Strahlung
$L \downarrow$	W m^{-2}	atmosphärische Gegenstrahlung
M	kg m^{-2}	Masse des geschmolzenen Wassers (kann auch in mm angegeben werden)

MHQ	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	mittlerer Hochwasserabfluss
MNQ	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	mittlerer Niedrigwasserabfluss
MQ	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	Mittlerer Abfluss
N	m^{-3}	Anzahlkonzentration der Hydrometeore
N_c	-	relativer Bewölkungsanteil
NQ	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	Niedrigster Abfluss
NSE	-	Modelleffizienz (auch Nash-Sutcliffe-Effizienz genannt)
P	mm h^{-1}	Niederschlagsintensität (kann auch in der Einheit $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ angegeben werden)
P_i	mm h^{-1}	Niederschlagsintensität auf einer vorgegebenen Geländehöhe
P_{korr}	mm h^{-1}	korrigierte Niederschlagsintensität
P_{obs}	mm h^{-1}	beobachtete Niederschlagsintensität bzw. deren Summenlinie
$P(z)$	mm h^{-1}	höhenabhängige Niederschlagsintensität
Q	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	Abfluss bzw. Durchfluss
ΔQ	W m^{-2}	Änderung der Wärmespeicherung der Schneedecke
Q^*	W m^{-2}	Strahlungsbilanz
Q_E	W m^{-2}	Strom latenter Wärme
Q_G	W m^{-2}	Bodenwärmestrom
Q_H	W m^{-2}	Strom sensibler Wärme
ΔQ_M	W m^{-2}	Wärmestrom der Phasenübergänge (gefrieren \Leftrightarrow auftauen)
Q_{obs}	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	beobachteter Abfluss
\bar{Q}_{obs}	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	Mittelwert des beobachteten Abflusses
\hat{Q}_{obs}	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	Maximum des beobachteten Abflusses
Q_P	W m^{-2}	Wärmestrom durch Niederschlag
Q_{sim}	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	simulierter Abfluss
\bar{Q}_{sim}	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	Mittelwert des simulierten Abflusses
\hat{Q}_{sim}	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	Maximum des simulierten Abflusses
Q_v	s^{-1}	Quellen- und Senkenterm der spezifischen Feuchte
R	-	Korrelationskoeffizient
R_L	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	spezielle Gaskonstante für trockene Luft ($287 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
R_v	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	spezielle Gaskonstante für Wasserdampf ($462 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
R_*	-	Rauigkeits-Reynolds-Zahl
RF	-	relative Luftfeuchte
RF_{700}	-	relative Luftfeuchte im Niveau 700 hPa
Ri	-	Richardson-Zahl
RMSE		Root Mean Square Error (s. Liste der Abkürzungen, Einheit der Zeitreihen)
RMSE'		um die Mittelwerte der Zeitreihen korrigierter \rightarrow RMSE
S	h	Sonnenscheindauer
ΔS	W m^{-2}	Änderung des Wasseräquivalents der Schneedecke
S_0	min h^{-1}	maximale Sonnenscheindauer
SWE	mm	Wasseräquivalent der Schneedecke (s. Liste der Abkürzungen, kann auch in der Einheit kg m^{-2} angegeben werden)
SWE_{gesamt}	mm	gesamtes Wasseräquivalent der Schneedecke (einschl. Interzeption)
SWE_i	mm	Wasseräquivalent der Schneedecke im Interzeptionsspeicher
SWE_s	mm	simuliertes Wasseräquivalent der Schneedecke

T	K	absolute Temperatur
ΔT	K	Änderung des Temperatur
T_0	K	Temperatur der Oberfläche (z.B. Schnee)
T_b	K	Basistemperatur
T_d	K	Taupunkt
T_L	K	Temperatur der Luft
T_P	K	Temperatur des Niederschlags
T_*	K	Skalenwert der Temperatur
U	kJ m^{-2}	Energieinhalt der Schneedecke
W	J m^{-2}	Energie, bezogen auf eine Einheitsfläche
X_S	-	empirischer z-abh. Faktor zur Berechnung der Emissivität
\mathbf{X}		Vektor der Zustandsvariablen des \rightarrow UEB Modells
Y_S	-	empirischer z-abh. Faktor zur Berechnung der Emissivität
Z_S	-	empirischer z-abh. Faktor zur Berechnung der Emissivität

1 Einleitung

1.1 Veranlassung und Zielsetzung

Für die Bewirtschaftung von Einzugsgebieten hoher Breiten oder im Gebirge ist zur modelltechnischen Beschreibung des Wasserhaushaltes die Berücksichtigung einer saisonalen Schneedecke notwendig. Durch die Akkumulation einer Schneedecke während der Wintermonate können wesentliche Anteile der Niederschläge im Einzugsgebiet gespeichert werden. Bei einsetzender Schneeschmelze, die in ungünstigen Fällen durch Regen überlagert wird, können Hochwasserereignisse mit Schadenspotential entstehen. Mögliche Klimaänderungen können sich auch auf die Intensität dieser durch Schneeschmelze verursachten Hochwasserereignisse auswirken ([Whitfield, 2012](#)). Die Relevanz dieser Prozesse geht weit über die eigentlichen schneebedeckten Gebiete im Gebirge hinaus. Rund ein Sechstel der Weltbevölkerung lebt in durch Schneeschmelze beeinflussten Regionen ([Barnett et al., 2005](#)). In diese Zahl eingerechnet sind auch die Anlieger an Flüssen mit Quellregionen im Gebirge.

Hydrologische Modellsysteme sind die grundlegenden Werkzeuge für wasserwirtschaftliche Planungen in Einzugsgebieten. Sie enthalten im Allgemeinen eine Komponente zur Beschreibung der Schneeakkumulation und -schmelze. Diese Schneemodelle existieren in unterschiedlichen Komplexitätsstufen. Das Temperatur-Index-Verfahren stellt einen einfachen Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Schmelzrate her und ist damit ein einfaches, robustes und häufig verwendetes Schneemodell in der Hydrologie ([siehe z.B. Beven, 2001](#)). Erweiterungen dieses Ansatzes berücksichtigen zudem noch die Globalstrahlung ([Hock, 1999](#); [Pellicciotti et al., 2005](#)). Unabhängig von der vielfach berichteten erfolgreichen Anwendung ([Seibert, 1999](#)) lässt sich feststellen, dass das Temperatur-Index-Verfahren eine Reihe von Prozessen entweder nur implizit durch Parameteroptimierung (Kalibrierung) oder gar nicht berücksichtigt. Die Sublimation von Schnee, welche je nach Umgebungsbedingungen eine erhebliche Senke in der Wasserbilanz darstellen kann ([Strasser et al., 2008](#)), wird dabei zum Beispiel vernachlässigt.

Demgegenüber erlauben die komplexeren Energiebilanzverfahren eine detailliertere Prozessbeschreibung, indem sie Parametrisierungen der wesentlichen Energiebilanzkomponenten an der Grenzfläche Schnee-Atmosphäre enthalten ([z.B. Anderson, 1968](#)). Anstelle der Parameteroptimierung erlaubt die direkte Prozessparametrisierung eine bessere Übertragbarkeit des Modells ([Klemeš, 1990](#)). Aus diesem Grund gelten sie als geeigneter für den Einsatz unter verschiedensten meteorologischen Bedingungen wie zum Beispiel Klimaänderungen ([Braun und Rohrer, 1992](#); [Walter et al., 2005](#); [Pomeroy et al., 2007](#)) oder unter Landnutzungsänderungen ([Singh et al., 2009](#)). Die umfangreichere, physikalisch begründete Prozessbeschreibung geht im Allgemeinen mit zusätzlichen Anforderungen an die meteorologischen Eingangsdaten einher. Neben Temperatur und Niederschlag sind weitere meteorologische Zeitreihen wie Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Strahlungskomponenten in hoher zeitlicher Auflösung bereitzustellen. Diese

meteorologischen Daten stehen im Allgemeinen nur vereinzelt als Punktbeobachtungen und nicht für ein ganzes Einzugsgebiet zur Verfügung (Rango und Martinec, 1995; Ferguson, 1999). Die Entwicklung geeigneter Strategien zur Bereitstellung dieser Daten für die hydrologische Modellierung von Einzugsgebieten sollte daher Gegenstand weiterer Forschungen sein (Bales et al., 2006; Franz, 2006; Jost et al., 2012).

Die Diskrepanz zwischen detaillierter Prozessbeschreibung einerseits und den für ein Einzugsgebiet fehlenden hochaufgelösten meteorologischen Zeitreihen andererseits soll in dieser Arbeit mit Hilfe eines lokalen atmosphärischen Modells überbrückt werden. Mit einem solchen innovativen Ansatz werden anstelle der üblichen Punktbeobachtungen meteorologische Felder¹ für die prozessorientierte Schneemodellierung auf der Einzugsgebietsskala mit Hilfe eines atmosphärischen Modells in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung abgeleitet. Die grundlegende Annahme dabei ist, dass die vorherrschenden großskaligen meteorologischen Felder unter Berücksichtigung des Geländes und der Landnutzung eines begrenzten Gebietes und unter Verwendung deterministischer Prozessbeschreibungen für die lokalen Gegebenheiten ‚detailliert‘ werden können. Dieses Verfahren wird dynamisches Downscaling genannt. Dabei ist stets die physikalische Konsistenz der abgeleiteten meteorologischen Felder in Raum und Zeit erfüllt (Giorgi, 2006). Dies ist eine wichtige Voraussetzung bei der prozessorientierten Schneemodellierung.

Auf diese Weise lassen sich mit den heute zur Verfügung stehenden Rechnerkapazitäten meteorologische Felder mit räumlichen Auflösungen von ca. 1 km ableiten. Bei einem gewählten Ausgabezeitschritt von einer Stunde können die prinzipiellen Anforderungen hydrologischer Modelle an die meteorologischen Eingangsdaten relativ gut erfüllt werden. Die zu erreichenden Auflösungen tragen sowohl der komplexen räumlichen Gliederung eines Einzugsgebietes (Topographie) als auch der zeitlichen Variabilität der meteorologischen Größen in angemessener Weise Rechnung. Damit sind Wasserhaushaltssimulationen unter Berücksichtigung von Hochwasser in komplex gegliederten Einzugsgebieten möglich. Inwieweit die beschriebene Methodik für die prozessorientierte Schneemodellierung auf der Einzugsgebietsskala geeignet ist, soll in dieser Arbeit anhand mehrerer Schneemodelle untersucht werden.

Mit der Zielsetzung eines besseren Prozessverständnisses bei der Modellierung liefert das hier vorgestellte Verfahren insbesondere für Anwendungen in Einzugsgebieten ohne Beobachtungen (*prediction of ungauged basins*, Sivapalan et al., 2003) oder veränderte meteorologische Randbedingungen (*prediction of ungauged climates*, Merz et al., 2011) einen innovativen wissenschaftlichen Beitrag.

¹Die räumliche (in x -, y - und z -Richtung) und zeitliche (t) Verteilung einer meteorologischen Größe wird hier als meteorologisches Feld bezeichnet (Etlings, 1996). Für die Feldgröße Temperatur gilt beispielsweise $T = T(x, y, z, t)$.

1.2 Vorgehensweise

Die zentrale Fragestellung dieser Arbeit ist, inwieweit sich das dynamische Downscaling als Datengrundlage für die prozessorientierte Schneemodellierung auf der Einzugsgebietsskala eignet. Hierfür müssen verschiedene Modelltypen in Betracht gezogen werden. Zunächst ist für das dynamische Downscaling ein lokales atmosphärisches Modell erforderlich, das insbesondere für die nachfolgende hydrologische Modellierung hinsichtlich der zu erzielenden Auflösung geeignet ist. Für räumliche Auflösungen kleiner als 10 km - eine Größenordnung, die eine zu starke Generalisierung für die Anwendung im Mittelgebirge darstellt - sind nicht-hydrostatische atmosphärische Modelle erforderlich (Warner, 2011). Diese Anforderung bietet das Modell **Advanced Research WRF (Weather Research and Forecast Model, Skamarock et al., 2008)**, welches in der Literatur gelegentlich als WRF-Modell, im Folgenden aber mit ARW benannt ist. Es handelt sich um ein in der Wissenschaft und Praxis bewährtes Modell, das von zahlreichen Wissenschaftlern laufend weiterentwickelt wird und zudem gut dokumentiert ist (Wang et al., 2012).

Als Randbedingungen für ARW stehen beispielsweise globale Analysedaten zur Verfügung (z.B. jene der **National Centers for Environmental Prediction, NCEP, 2012a**), welche im Zeitintervall von 6 Stunden ein dreidimensionales Abbild der Atmosphäre liefern und archiviert vorliegen, sodass auf deren Grundlage auch Simulationen von vergangenen Ereignissen möglich sind.

Für die hydrologische Modellierung wird das Modellsystem **PANTA RHEI (Riedel et al., 2011)** verwendet, welches an der Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig entwickelt wurde und für spezielle Fragestellungen laufend erweitert wird. Es handelt sich um ein deterministisches hydrologisches Modell mit überwiegend konzeptioneller Prozessbeschreibung und kann als semi-distributives Modell mit typischen Anwendungen auf der Mesoskala charakterisiert werden. PANTA RHEI kann meteorologische Randbedingungen in Form von Rasterkarten für jeden Zeitschritt verarbeiten. Damit lässt sich eine einfache, lose (passive) Kopplung mit ARW realisieren, wie es zum Beispiel von **Benoit et al. (2000)** beschrieben wird. Hierbei wird davon ausgegangen, dass die Kopplung nur in einer Richtung erfolgt. Das atmosphärische Modell läuft somit unabhängig von den Zustandsvariablen des hydrologischen Modells.

Das hydrologische Modellsystem PANTA RHEI enthält bereits das Temperatur-Index-Verfahren und bietet eine geeignete Struktur für die Implementierung von weiteren Schneemodellen. Die Prozessbeschreibungen für den Aufbau und die Schmelze der Schneedecke können während der Laufzeit gewechselt werden. Ausgehend von den vorhandenen Austauschvariablen können weitere Schneemodelle in das bestehende Modellsystem integriert werden, welche bei sonst gleicher Funktionalität verwendet werden können.

Die Erweiterung von PANTA RHEI im Rahmen dieser Arbeit umfasst die folgenden, originär auf der Punktskala vorliegenden Energiebilanzansätze:

- Modifizierter Energiebilanzansatz nach [Walter et al. \(2005\)](#).
- Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB, vgl. [Tarboton und Luce, 1996](#)).
- Energy balance Snow Cover Integrated MOdel (ESCIMO) nach [Strasser et al. \(2002\)](#) mit erweiterter und detaillierter Prozessbeschreibung für Wälder ([Strasser et al., 2011](#)).

Alle Ansätze stehen für die vorliegende Untersuchung somit jeweils als Version für die Punktskala und als Komponente von PANTA RHEI für die Einzugsgebietsskala zur Verfügung. Die Parametrisierung einzelner Energiebilanzkomponenten in diesen Schneemodellen beruht zum Teil auf den gleichen Formeln, aber auch auf unterschiedlich komplexen Methoden. Beispielsweise kann die Lösung der Energiebilanzgleichung analytisch oder numerisch erfolgen. Der Einfluss durch einen Waldbestand wird einerseits nur durch einen einfachen Faktor zur Reduktion der kurzwelligen Strahlung repräsentiert und andererseits durch einen separaten Schneespeicher auf den Bäumen beschrieben.

Damit existieren mehrere unterschiedliche Wege, die einzelnen Energiebilanzkomponenten an der Schneeoberfläche zu parametrisieren. Alle drei Schneemodelle werden als gleichwertig im Hinblick auf die Schneeprozesse des Einzugsgebietes angesehen, um die prinzipielle Verwendbarkeit der meteorologischen Felder aus dem atmosphärischen Modell zu untersuchen. Die Verwendung mehrerer (Teil-)Modelle im Sinne eines *multiple-hypothesis framework* ([Clark et al., 2011b](#)) erlaubt damit eine bessere Einschätzung des prinzipiellen Nutzens der meteorologischen Felder als wenn nur ein einzelnes Schneemodell verwendet würde. Zudem gibt dieses Verfahren auch Einblicke in die Bandbreite der Unsicherheiten, welche den Prozessbeschreibungen der Schneemodelle zu Grunde liegen.

Für die flächendifferenzierte hydrologische Modellierung wird am Beispiel des Mittelgebirgseinzugsgebietes der Sieber (bis Pegel Pionierbrücke, 44 km², 340 m ü. NN) im Oberharz eine gekoppelte Modellierung gemäß den zuvor beschriebenen Prämissen entwickelt. Dabei werden die Schneemodelle zunächst auch auf der Punktskala am nahegelegenen Schneelysimeter Torfhaus (805 m ü. NN) in Betrieb genommen und getestet.

Die Simulationen werden gemäß *differential split-sample-Test* ([Klemeš, 1986b](#)) in einen Kalibrierungs- (Winter 2005/06) und in einen Validierungszeitraum (Winter 2010/11) unterteilt. Der gewählte Test bedingt, dass unterschiedliche meteorologische Bedingungen in den beiden Zeiträumen vorliegen und damit eher „riskante“ als „sichere“ Situationen betrachtet werden ([Seibert, 2003](#)). Der Winter 2005/06 war durch eine lang anhaltende kühle Witterung mit einer ausgeprägten Schneeschmelze Ende März/Anfang April gekennzeichnet. Hingegen baute sich im Dezember 2010 an einigen Stationen eine derart hohe Schneedecke für einen Dezembermonat auf, wie es in den vergangenen 50 Jahren nicht beobachtet wurde. Die eintretende Schneeschmelze im Januar 2011 unterscheidet

sich daher markant von den Umgebungsbedingungen des Kalibrierungszeitraumes, was im Hinblick auf die Eignung des gekoppelten Modellansatzes für Szenarien von Interesse ist.

Das prinzipielle Vorgehen bei der Modellierung im Rahmen dieser Arbeit ist abschließend in Abbildung 1.1 zusammengefasst. Für die Kalibrierung und Validierung stehen globale meteorologische Datensätze aus (Re-) Analysedaten für das dynamische Downscaling zur Verfügung. Neben beobachteten Stationsdaten des Niederschlags bilden diese die Datengrundlage für die Schneemodellierung auf der Punkt- und Einzugsgebietsskala. Auf beiden Skalen stehen entsprechende Beobachtungsdaten zur Verfügung (Schmelzabfluss aus Schneelysimeter und Abflussganglinie am Pegel, zeitliche Auflösung $\Delta t = 1 \text{ h}$).

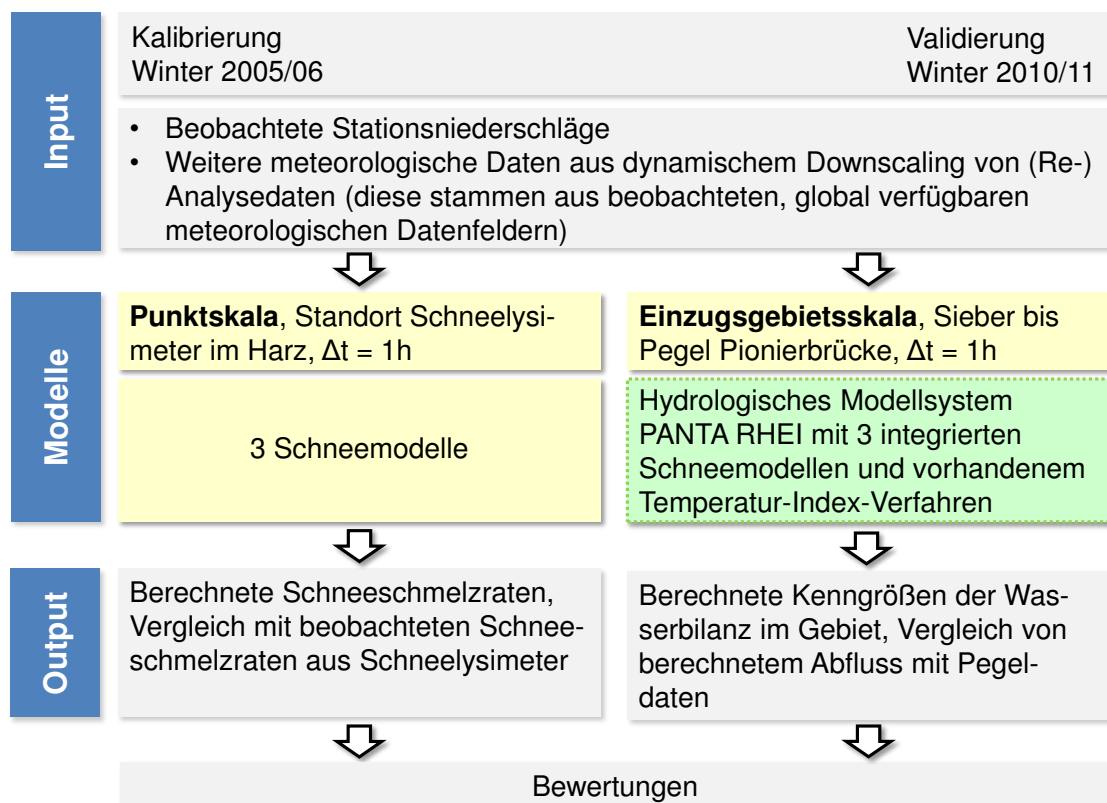


Abb. 1.1: Vorgehen bei der Modellierung von Schneeprozessen auf der Punkt und Einzugsgebietsskala (siehe auch Abb. 3.1 auf S. 86).

1.3 Aufbau der Arbeit

Die Arbeit und die damit verbundene Fragestellung bedarf einer breiten Betrachtung von Prozessen und Modellen. Im Mittelpunkt stehen natürlich die Prozesse einer Schneedecke sowie deren Beschreibung mit Hilfe von Modellen. Eine isolierte Darstellung ist im Grunde nur bedingt möglich, da die Prozesse an der Schneedecke in enger Wechselwirkung mit der Energie- und Wasserbilanz stehen. Diese Wechselwirkungen müssen als Teilpro-

zesse auch in atmosphärischen wie hydrologischen Modellen quantitativ beschrieben werden. Da ein atmosphärisches Modell für die Bereitstellung meteorologischer Felder in Raum und Zeit sowie ein hydrologisches Modell für die Simulation des landgebundenen Wasserkreislaufes in einem Einzugsgebiet zur Anwendung kommen, werden beide Modelltypen unter besonderer Betrachtung der Schneeprozesse beschrieben.

Hierzu wurde folgende Vorgehensweise gewählt. Zunächst werden in Kapitel 2 die grundlegenden hydrologischen und meteorologischen Prozesse vorgestellt, welche an und in einer Schneedecke in Wechselwirkung stehen. Bevor auf die Prozessmodellierung eingegangen wird, werden kurz Messmethoden unter Berücksichtigung moderner Fernerkundungssysteme präsentiert. Im Zuge der Literaturrecherche sollen verschiedene Techniken zur konzeptionellen und prozessorientierten Simulation von Schneeprozessen im Mittelpunkt stehen. Dabei wird auch auf deren Repräsentation in atmosphärischen und hydrologischen Modellen eingegangen. Wegen der großen Schwierigkeiten bei der Anwendung solcher Modelle im Hinblick auf die Verfügbarkeit von Messdaten als Randbedingungen sowie deren Übertragung auf die Gitterzelle bzw. die Elementarfläche des Modells folgt eine Diskussion des Skalenproblems. Dies ist, bezogen auf die eingangs formulierte Fragestellung, von übergeordneter Bedeutung, da die Arbeit insbesondere in diesem Bereich einen wissenschaftlichen Beitrag liefern soll. Für die praktische Anwendung in der Hydrologie geeignete und verfügbare Schneemodelle werden unter Berücksichtigung der zuvor erläuterten Prämissen beschrieben.

Im Anschluss an diese eher theoretischen Recherchen umfasst das Kapitel 3 die darauf aufbauenden wesentlichen Gedanken für die Modellanwendungen. Dabei wird die eigentliche Fragestellung anhand vorliegender Modelle und Daten, zunächst unabhängig vom Gebiet, erläutert. Somit liefert dieses Kapitel den Übergang von der Theorie zur praktischen Anwendung. Zudem werden die anzuwendenden Modelle kurz beschrieben.

Das Untersuchungsgebiet der Sieber im Oberharz sowie die im Detail betrachteten Untersuchungszeiträume werden in Kapitel 4 kurz beschrieben. Die Auswahl der Zeiträume wird hier auch unter Berücksichtigung der zuvor skizzierten Modellierungsstrategie erläutert.

Das Kapitel 5 enthält die Anwendung des atmosphärischen Modells für das dynamische Downscaling. Es umfasst einen kurzen Theorieteil, welcher die wesentlichen Erkenntnisse aus Kapitel 2 aufgreift und das Verständnis der Anwendung solcher Modelle vertieft. Dabei wird die Konfiguration des in dieser Arbeit gewählten Modells Advanced Research WRF (Weather Research and Forecast Model) für das Untersuchungsgebiet im Harz erläutert.

Einen Schwerpunkt dieser Arbeit stellt die Einzugsgebietsmodellierung dar. Das hier angewendete hydrologische Modellsystem PANTA RHEI steht deshalb in Kapitel 6 im Mittelpunkt. Neben einer Modellbeschreibung unter Berücksichtigung der üblichen Teilkomponenten solcher Modellsysteme wird speziell auch auf die bereits im Kapitel 2 auf der Punktskala beschriebenen Schneemodelle eingegangen, welche im Modellsystem implementiert werden. Es folgt eine kurze Erläuterung der hier gewählten passiven

Kopplung mit dem zuvor vorgestellten atmosphärischen Modell.

Wesentliche Ergebnisse der Modellanwendungen werden im Kapitel 7 zusammengestellt und diskutiert. Zunächst werden die mit dem atmosphärischen Modell abgeleiteten meteorologischen Felder mit beobachteten Zeitreihen meteorologischer Messstationen verglichen. Auf Grundlage dieser statistischer Auswertungen erfolgt die Auswahl einer geeigneten Konfiguration des atmosphärischen Modells für die vorliegende Aufgabenstellung. In diesem Zusammenhang werden auch Grenzen der Modellierbarkeit aufgezeigt.

Die geeignetste Konfiguration bildet die Datengrundlage für die Anwendung der Schneemodelle. Dabei wird stets zwischen der Punkt- und der Einzugsgebietsskala unterschieden. Für Erstere stehen die Originalversionen der Schneemodelle zur Verfügung. Deren programmtechnische Einbettung im Modellsystem PANTA RHEI ermöglicht eine vergleichbare Verwendung dieser Schneemodelle für die Skala eines Einzugsgebietes. Die Modellgüte der Modellkette ‚atmosphärisches Modell, hydrologisches Modell (im Falle der Einzugsgebietsskala), Schneemodell‘ wird dabei anhand von Messdaten eines Schneelysimeters auf der Punktskala und anhand von Pegelaufzeichnungen auf der Einzugsgebietsskala aufgezeigt.

Eine Zusammenfassung sowie ein Ausblick runden die Arbeit ab. Es wird der eingangs formulierten Frage nachgegangen, ob die meteorologischen Randbedingungen aus dem dynamischen Downscaling eine geeignete Datengrundlage für die Anwendung von prozessorientierten Schneemodellen sind. Die Anwendbarkeit der beschriebenen Vorgehensweise für Vergleichsstudien von Schneemodellen ähnlicher und unterschiedlicher Komplexität sowie für Gebiete ohne Beobachtungen und unbeobachtete klimatologische Randbedingungen wird dabei einer kritischen Betrachtung unterzogen.

2 Schneeprozesse - Beobachtung und Modellierung

Die folgenden Abschnitte beleuchten den für diese Arbeit relevanten theoretischen Hintergrund der Schneeprozesse. Dabei wird auf physikalische Grundlagen, Messmethoden, die Modellierung von Schneeprozessen sowie auf das Skalenproblem eingegangen, welches im Allgemeinen grundsätzlich bei der Auswertung von Beobachtungen oder deren Verwendung in Modellen in Erscheinung tritt. Diese Zusammenhänge werden hier bewusst ausführlich beschrieben, da in dieser Arbeit komplexe Schneemodelle auf unterschiedlichen Skalen untersucht werden. Die Kapitel 5 und 6, welche die Methoden und Modelle für das dynamische Downscaling und die hydrologische Modellierung beinhalten, bauen zum Teil auf diesen Ausführungen auf. Aber auch bei der Darstellung und Diskussion der Ergebnisse (Kapitel 7) und im Zuge der daran anschließenden Schlussfolgerung (Kapitel 8) werden die hier beschriebenen theoretischen Grundlagen wieder aufgegriffen.

2.1 Grundlagen

In Rahmen der folgenden Betrachtungen wird das Wasseräquivalent der Schneedecke als eine wichtige Größe in der Schneehydrologie genannt. Aus hydrologischer Sicht stellt es die wichtigste Zustandsgröße der Schneedecke dar, da es der Wassermenge, bezogen auf eine Einheitsfläche, entspricht, welche im Schnee in Form von Eis und Flüssigwasser gebunden ist. Die Einheit ist daher mm, L m^{-2} oder kg m^{-2} . Das Wasseräquivalent der Schneedecke ist nicht mit der Schneehöhe, dem lotrechten Abstand zwischen Boden und Schneeoberfläche, zu verwechseln. Wie später gezeigt wird, besteht zwischen beiden Größen ein Zusammenhang über die Lagerungsdichte. Diese Lagerungsdichte ist durch Akkumulation von Neuschnee und die Metamorphose des Schnees (Abschnitt 2.1.4) zeitlich nicht konstant. Aus diesem Grund ist eine einfache, pauschale Umrechnung einer dieser Größen in die jeweils andere nicht möglich. Der englischsprachige Begriff des Wasseräquivalents ist 'snow water equivalent' und wird mit SWE abgekürzt. Da diese Abkürzung sich quer durch die englischsprachige Literatur zieht, wird sie hier ebenfalls verwendet.

2.1.1 Niederschlag und Schnee

Schnee „ist Niederschlag in Form von verzweigten hexagonalen Eiskristallen, oft mit einfachen Eiskristallen vermischt, die einzeln oder in Konglomeraten von Schneeflocken aus einer Wolke fallen“ (Federer und Schirmer, 1996). Auf die Entstehung von Schnee wird kurz bei der Beschreibung der hydrometeorologischen Grundlagen im Zuge der Beschreibung von Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik (Abschnitt 5.3.4) eingegangen. In diesem Kapitel soll die meteorologische Entstehung von Schnee zunächst ausgeklammert werden. Es wird davon ausgegangen, dass die Unterteilung des Niederschlags in flüssige und feste Anteile bekannt ist.

Ein Problem dabei ist, dass Niederschlag im Allgemeinen unabhängig von der Niederschlagsart innerhalb von Messnetzen registriert wird, obwohl sich mittlerweile mit Hilfe von Distrometern Niederschläge nach Kategorien differenziert aufzeichnen lassen. Sieht man von Sondermessstellen oder Stationen des synoptischen Messnetzes mit ständiger Besetzung durch Beobachtungspersonal ab, liegen in den meisten Fällen keine (zeitlich hochaufgelösten) Informationen über die Niederschlagsart vor. Für viele praktische Fragestellungen ist dies auch nicht unbedingt notwendig. In der Schneehydrologie muss jedoch eine Unterscheidung in feste und flüssige Niederschläge erfolgen, um die Entwicklung der Schneedecke rechnerisch nachvollziehen zu können.

Dies ist nicht nur im Hinblick auf den Anteil des Niederschlages, welcher dem Wasseräquivalent der Schneedecke als Neuschnee hinzugefügt werden muss, relevant, sondern auch für die Ermittlung des Messfehlers bei der Niederschlagsmessung. Die Niederschlagsmessung unterliegt einem systematischen Messfehler, welcher in hohem Maße von der Niederschlagsart abhängig ist (Sevruk, 1981; Richter, 1995). Den zitierten Untersuchungen zu Folge ist im Winter bei Schnee- und Mischniederschlägen mit einem höheren systematischen Messfehler zu rechnen als im Sommer. Diese Feststellung kann mit der geringeren Dichte und der Kristallstruktur der Schneepartikel begründet werden. Da Niederschlagsmesser typischerweise das lokale Windfeld beeinflussen, werden die leichteren, exponierteren Schneekristalle leichter über den Auffangtrichter hinweg geweht als Regentropfen. Daher wird grundsätzlich zu wenig Niederschlag registriert.

Nach Richter (1995) können je nach Region typische mittlere monatliche Messfehler im Bereich von 10 % im Sommer- und bis zu 30 % im Winterhalbjahr liegen. Dieser Effekt muss natürlich modelltechnisch auch berücksichtigt werden, um zutreffende Wasserhaushaltssimulationen durchführen zu können. Das von Richter (1995) entwickelte Verfahren eignet sich nur für die Korrektur von Tagesniederschlägen (oder für Monatsniederschläge unter Zuhilfenahme der langjährigen Mittelwerte). Für Stundenwerte des Niederschlages können diese Ansätze nicht ohne Einschränkungen Anwendung finden. Schulla (1997) schlägt ein einfaches lineares Verfahren vor, welches die Niederschlagsintensitäten pauschal und/oder windabhängig korrigiert.

Ein grundsätzliches Problem bei der Aufteilung des Niederschlages in Regen und Schnee ist die Festlegung eines Grenzwertes der Temperatur. So wird Schneefall beispielsweise auch bei positiven Temperaturen beobachtet, da die Luftschichten mit Niederschlagsbildungsprozessen im Allgemeinen niedrigere Temperaturen aufweisen als die bodennahe Luftschicht. Daher schlägt Steinacker (1983) vor, die Feuchttemperatur, welche mit einem Psychrometer messbar ist, als Kriterium zur Differenzierung anzuwenden. Hintergrund ist, dass bei geringer Luftfeuchte, dies entspricht einer großen Differenz von Trocken- und Feuchttemperatur, Schnee während des Absetzens sublimiert und der umgebenden Luft dadurch Energie entzieht. Die Luft in der unmittelbaren Umgebung kühlt ab, so dass das Abschmelzen mit dem damit verbunden Übergang in Regen gehemmt wird. Durch diese zusätzliche Berücksichtigung der Feuchttemperatur kann diesem Effekt Rechnung getragen werden. So konnte Steinacker (1983) nach Auswertung zahlreicher

Beobachtungen zeigen, dass Schneefälle bis zu einer Temperatur von $+6\text{ }^{\circ}\text{C}$ aber nur bis zu einer Feuchttemperatur von $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ auftreten. Wenn möglich sollten zudem Radiosondenmessungen zur Unterscheidung von Regen und Schnee berücksichtigt werden (Braun, 1985).

2.1.2 Strahlung und Strahlungsbilanz

Zum besseren Verständnis schneehydrologischer Prozesse soll zunächst auf die Wechselwirkungen von Schnee und Strahlung eingegangen werden. Diese Wechselwirkungen sind nicht nur für das Prozessverständnis der Schneeschmelze auf relativ kurzen Zeitskalen, sondern auch für das globale Klima von übergeordneter Bedeutung.

Elektromagnetische Strahlung kann durch Wellenlängen λ oder Frequenzen ν charakterisiert werden. Betrachtet man nur eine bestimmte Wellenlänge, spricht man von monochromatischer Strahlung, wohingegen der Begriff Breitband für Wellenlängenbereiche verwendet wird. Die für die vorliegende Arbeit relevanten Wellenlänge- bzw. Frequenzbereiche sind in Tabelle 2.1 zusammengefasst.

Tab. 2.1: Für die Schneemodellierung und -beobachtung relevante Wellenlängen- und Frequenzbereiche, verändert nach Petty (2004).

	Sichtbar (VIS)	Nahes Infrarot (NIR)	Infrarot (TIR)	Mikrowellen
Wellenlänge λ	0,4 - 0,7 μm	0,7 - 4 μm	4 - 50 μm	1 mm - 1 m
Frequenz ν	750 - 430 THz	430 - 75 THz	75 - 6 THz	300 - 0,3 GHz

Der Energiefluss der Strahlung ist abhängig von der Wellenlänge. Je kürzer die Wellenlänge ist, desto höher ist der Energiefluss. Die Abbildung 2.1 zeigt die Wellenlängenabhängigkeit des spektralen Reflexionsvermögens (auch Albedo α genannt) von Schnee. Die von Wiscombe und Warren (1980) durchgeführten Simulationen basieren auf der Annahme, dass Schneepartikel sphärisch sind und die Schneedecke semi-infinit ist (d.h. es gibt keinen Einfluss von der Unterlage). Solche Strahlungstransfersimulationen decken sich mit Messergebnissen aus Felduntersuchungen (Nolin, 2010). Schnee reflektiert einen Großteil der kurzwelligen Strahlung im sichtbaren Bereich zwischen 0,4 und 0,7 μm . Im nahen Infrarot sinkt die spektrale Reflexion stark, sodass insbesondere im Bereich von 1,5 und 2,0 μm nur sehr wenig Strahlung reflektiert wird. Etwa 90 % der einfallenden Strahlung wird absorbiert. Ein weiterer wichtiger Sachverhalt sind die sehr ausgeprägten Differenzen des spektralen Reflexionsvermögens von Schnee, wenn unterschiedliche Partikelgrößen angenommen werden. Mit zunehmenden Schneealter werden die in der Atmosphäre entstandenen Kristalle nach und nach zu Eispartikeln umgewandelt. Der Korndurchmesser nimmt dabei zu (siehe auch Abschnitt 2.1.4).

Die Albedo einer Schneedecke ist zudem auch vom Zenitwinkel der Sonne abhängig. Bei klarem Himmel sind die Werte der Albedo morgens und abends höher als zur Mittagszeit, da bei geringen Zenitwinkeln bei Sonnenaufgang oder Sonnenuntergang eher das Reflexionsverhalten eines Spiegels vorherrscht. In wenigen Fällen liegen direkte Messungen von direkter und diffuser kurzwelliger Strahlung separat vor, sodass dieser

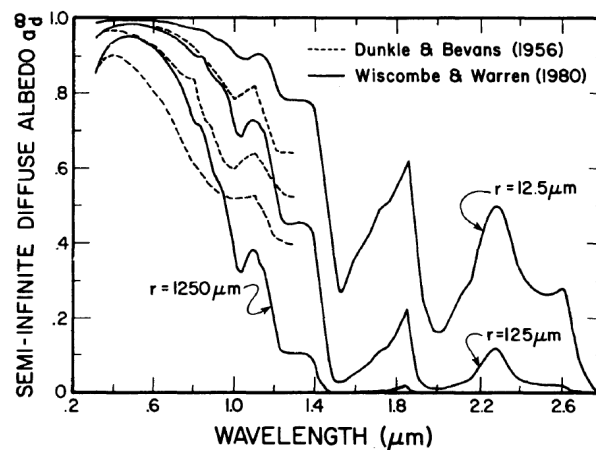


Abb. 2.1: Spektrales Reflexionsvermögen von Schneepartikeln verschiedener Radien, Strahlungstransfersimulationen mit diffuser Strahlung nach [Dunkle und Bevens \(1956\)](#) bzw. [Wiscombe und Warren \(1980\)](#). Entnommen aus [Warren \(1982\)](#).

Effekt in Modellen vernachlässigt oder indirekt durch Parameteranpassung berücksichtigt wird.

Ein Teil der nicht an der Schneeoberfläche reflektierten kurzwelligen Strahlung kann durch Transmission weiter in tiefer gelegene Schichten der Schneedecke gelangen und umgesetzt werden. Durch die kristalline Struktur und durch die vielen Übergänge von Eis zu Luft, kommt es zur Streuung bzw. Reflexion der Strahlung oder auch zur Absorption in tieferen Schichten. In einer Schneedecke kann kurzwellige Strahlung noch bis zu einem Meter nachgewiesen werden ([Oke, 1987](#)). Damit ist Schnee hinsichtlich der Strahlungseigenschaften komplizierter als andere natürliche Oberflächen, da die (auf der Skala der geometrischen Optik) ablaufende Reflexion nicht an einer Grenzfläche sondern in einem Volumen abläuft. Die Konsequenzen dieser Besonderheiten wird im nächsten Abschnitt im Zusammenhang mit der Energiebilanz näher erläutert.

Neben den kurzwelligen und sichtbaren Wellenlängen sind zur vollständigen Beschreibung der Strahlungseigenschaften auch die Wellenlängenbereiche des thermischen Infrarots zu nennen. Eine wesentliche Größe zur Beschreibung des Anteils der Strahlung, welcher absorbiert oder emittiert² wird, ist die Emissivität ϵ . Diese ist für Schnee im Infrarotbereich weitestgehend unabhängig von den sich wandelnden Schneedeckeneigenschaften, weshalb nach [Warren \(1982\)](#) für die meisten Anwendungen ein Wert von $\epsilon = 0,99$ angenommen werden könne. Während Schnee relativ viel Strahlung im sichtbaren Bereich reflektiert, wird demgegenüber im thermischen Infrarot fast der gesamte Anteil der Strahlung absorbiert bzw. emittiert.

Die Energie, welche emittiert wird, hängt im Wesentlichen von der absoluten Temperatur ab. Der mathematische Zusammenhang dieser wellenlängenabhängigen Emission

²Dem *Kirchhoff'schen Gesetz* zu Folge sind die Absorptivität (der Anteil der Strahlung, welcher absorbiert wird) und die Emissivität ϵ für eine bestimmte Wellenlänge und einen bestimmten Raumwinkel identisch. Ein idealer Absorber mit $\epsilon = 1$ (schwarzer Körper im thermodynamischen Gleichgewicht) emittiert somit auch das theoretische Maximum an Energie aus der *Planck-Funktion* ([Petty, 2004](#)).

wird durch das *Planck'sche* Gesetz beschrieben. Durch Integration der Planck-Funktion erhält man die von der absoluten Temperatur T (in Kelvin) abhängige Breitbandemission $L(T)$ (*Stefan-Boltzmann-Gesetz*, Petty, 2004, Gl. 2.1):

$$L(T) = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (2.1)$$

$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ist die Stefan-Boltzmann-Konstante, ϵ ist die dimensionslose Emissivität und $L(T)$ ist die emittierte Strahlungsenergie in W m^{-2} .

Mit diesen Zusammenhängen lässt sich dann die Strahlungsbilanz Q^* der Schneedecke formulieren (Oke, 1987):

$$Q^* = K \downarrow - K \uparrow + L \downarrow - L \uparrow = (1 - \alpha) \cdot K \downarrow + L \downarrow + \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (2.2)$$

mit	Q^*	Strahlungsbilanz	$[\text{W m}^{-2}]$
	$K \uparrow$	reflektierte kurzwellige Strahlung	$[\text{W m}^{-2}]$
	$K \downarrow$	solare kurzwellige Strahlung	$[\text{W m}^{-2}]$
	$L \uparrow$	(terrestrische) langwellige Ausstrahlung	$[\text{W m}^{-2}]$
	$L \downarrow$	langwellige Einstrahlung (atmosphärische Gegenstrahlung)	$[\text{W m}^{-2}]$
	α	Albedo	$[-]$
	ϵ	Emissivität der Schneedecke	$[-]$
	σ	Stefan-Boltzmann-Konstante ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)	
	T	absolute Temperatur	$[\text{K}]$

Die Gleichung 2.2 enthält zur Oberfläche gerichtete Strahlungsflussdichten. Diese sind mit einem nach unten gerichteten Pfeil \downarrow gekennzeichnet, wohingegen die von der Oberfläche ausgehende Strahlung mit einem nach oben gerichteten Pfeil \uparrow beschriftet sind. Der solare Anteil $K \downarrow$ kann einfach mit einem Pyranometer gemessen werden oder auch mit speziellen Instrumenten, welche eine Unterteilung in einen direkten (von der Sonne) und einen diffusen Anteil (Streuung durch die Atmosphäre, Wolken) erlauben. Der Anteil dieser Strahlung, welcher nicht absorbiert wird, wird reflektiert (es wird angenommen, dass der Anteil durch Transmission letztlich ebenfalls absorbiert oder reflektiert wird). Damit ist der kurzwellige Anteil der Strahlungsbilanz von der eingehenden solaren Strahlung und der Albedo der Oberfläche abhängig. Ist die betrachtete Fläche geneigt, müssen zudem Hangneigung und Exposition in die Berechnung der Absorption miteinbezogen werden.

Beim langwelligen Anteil ist die terrestrische, von der Oberfläche emittierte Strahlung gemäß Gleichung 2.1 temperaturabhängig. Anzumerken ist, dass die atmosphärische Gegenstrahlung nicht so leicht zu bestimmen ist, da diese eine sehr starke Abhängigkeit von der Temperatur aufweist und vom in Raum und Zeit hochvariablen Wasserdampfgehalt der Atmosphäre abhängig ist. Die Schätzung der Emissivität der Atmosphäre ist damit nicht so ohne Weiteres zu bestimmen wie im Falle der Schneedecke. Eine Messung von $L \downarrow$ ist mit Hilfe eines sogenannten Pyrgeometers möglich. Die mit der

obigen Bilanzgleichung ermittelte Strahlungsbilanz Q^* ist positiv, im Falle einer Strahlungsflusskonvergenz („Gewinn“) und negativ, wenn Strahlungsflussdivergenz auftritt („Verlust“).

Anders als die kurzwellige Strahlungsbilanz, trägt nur ein relativ kleines Volumen zur langwelligen Strahlungsbilanz bei, wenn man Effekte durch Wärmeleitung als Quelle bzw. Senke vernachlässigt. Daraus ergibt sich eine differenzierte räumliche Verteilung der Strahlungsbilanz in der Vertikalen (siehe Abb. 2.2). Bei Tage bewirkt die exponentielle Extinktion (Absorption) eine positive Strahlungsbilanz im oberen Teil der Schneedecke. Nur ein kleinerer Teil an der Grenzfläche zur Atmosphäre ist durch die langwellige Strahlungsbilanz beeinflusst. In der (Gesamt-)Strahlungsbilanz stellt sich damit ein Minimum direkt an der Oberfläche ein. Infolgedessen können Schneedecken nachts bei wolkenlosem Himmel sehr stark auskühlen, da Schnee wegen der Lufteinschlüsse ein guter Isolator ist.

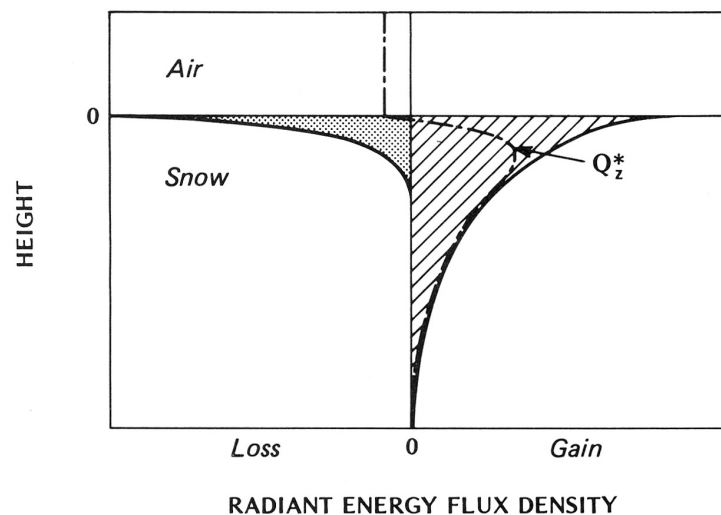


Abb. 2.2: Vertikaler Verlauf der Strahlungsbilanz in der Schneedecke. Während die Emission langwelliger Strahlung einem relativ geringen Volumen entspringt, gelangt die kurzwellige Strahlung gemäß der exponentiellen Extinktion weiter in die Schneedecke hinein. Die daraus resultierende Strahlungsbilanz ist als gestrichelte Linie eingetragen. Entnommen aus Oke (1987).

Die beschriebene vertikale Differenzierung belegt, dass die Strahlungsbilanz im Falle einer Schneedecke strenggenommen nicht in Bezug zu einer Oberfläche angesehen werden kann. Unter praktischen Gesichtspunkten wird dies jedoch als Vereinfachung dennoch angenommen, um eine vertikale Untergliederung in einem Modell zu umgehen. Zusammenfassend betrachtet, stellt die Strahlungsbilanz einen wesentlichen Anteil der im nächsten Abschnitt beschriebenen Energiebilanz dar.

Nicht alle Komponenten der Strahlungsbilanz liegen als Messerwerte vor. Im Idealfall werden die kurzwellige und die langwellige Strahlung an einer Klimastation aufgezeichnet. Letzteres ist sehr selten, da nur Messstationen spezieller Messnetze oder Forschungsstationen mit diesen speziellen Messgeräten (Pyrgometer) ausgestattet sind. Deshalb muss die langwellige Strahlungsbilanz in den meisten Fällen modelliert werden. Etwas günstiger ist die Datenlage im Allgemeinen bei der kurzwelligen Strahlung, da Py-

ranometer zur Aufzeichnung der Globalstrahlung (direkte + diffuse Strahlung) deutlich verbreiteter sind. Viele Stationen sind jedoch mit Sensoren zur Erfassung der Sonnenscheindauer ausgestattet (z.B. Sonnenscheinautograph nach Campbell-Stokes). Daher kommen in vielen Anwendungsfällen auch Modelle zur Simulation der kurzwelligen Strahlungsbilanz zum Einsatz, um Werte der Sonnenscheindauer in Strahlungsflussdichten umzurechnen.

Ansätze zur Ermittlung einzelner Strahlungskomponenten werden zum Beispiel von [Liston und Elder \(2006b\)](#) zusammengestellt. [Iziomon et al. \(2003\)](#) entwickelten einen Ansatz zur Beschreibung der langwelligen atmosphärischen Strahlung ϵ_a bei variabler Bewölkung (siehe Abschnitt A im Anhang). Formeln zur Strahlungskorrektur für geneigte und teilweise abgeschattete Flächen stellt [Oke \(1987\)](#) zusammen.

2.1.3 Energie- und Massenbilanz

Der Umsatz von Strahlung an einer Oberfläche (oder in einem Volumen) führt zu einer Umwandlung von Energie. Das globale Klimasystem - hydrologische Prozesse sind Teile dieses Klimasystems auf unterschiedlichen Skalen - stellt eine Wärmemaschine dar, welche Temperaturgradienten in mechanische Energie, wie zum Beispiel die Hadley- oder Ozeanzirkulationen, umwandelt ([Petty, 2004](#)). Diese Temperaturgradienten entstehen durch unterschiedliche Strahlungsbilanzen. In den Tropen ergibt sich auf langen Zeitskalen eine positive Strahlungsbilanz, wohingegen sich an den Polen eine negative Strahlungsbilanz einstellt.

Daher müssen zur Beschreibung der Strahlungsbilanz neben der Strahlung auch andere Prozesse berücksichtigt werden. Dies können zum Beispiel turbulente Wärmeströme oder Wärmeleitung im Boden sein. Aufbauend auf der Beschreibung der Energiebilanz soll im Folgenden die Energiebilanz einer Schneedecke beschrieben werden. Durch die Prozesse der Sublimation und Schneeschmelze ist die Energiebilanz nicht nur mit der Strahlungsbilanz sondern auch mit dem Wasserhaushalt der Schneedecke verknüpft. In der Gleichung 2.3 sind Energieflussdichten enthalten, welche hier allgemein mit dem Buchstaben Q gekennzeichnet werden ([Anderson, 1968](#); [Oke, 1987](#))³:

$$\Delta Q_S = Q^* + Q_H + Q_E + Q_G + Q_R + \Delta Q_M \quad (2.3)$$

mit	ΔQ_S	Änderung der Wärmespeicherung in der Schneedecke	$[\text{W m}^{-2}]$
	Q^*	Strahlungsbilanz	$[\text{W m}^{-2}]$
	Q_H	sensibler Wärmestrom	$[\text{W m}^{-2}]$
	Q_E	latenter Wärmestrom [Evaporation, Kondensation, (Re-) Sublimation]	$[\text{W m}^{-2}]$
	Q_G	Bodenwärmestrom	$[\text{W m}^{-2}]$
	Q_R	Wärmeeintrag durch Niederschlag	$[\text{W m}^{-2}]$

³Die Vorzeichen einzelner Komponenten können in der Literatur zum Teil unterschiedlich definiert sein.

ΔQ_M Wärmestrom der Phasenübergänge (gefrieren \Leftrightarrow auftauen) $[\text{W m}^{-2}]$

Über die latente Wärme (Q_E) und den Wärmestrom durch Schmelze (ΔQ_M) besteht eine enge Bindung der Energiebilanz an die Massenbilanz einer Schneedecke (vergleiche Abbildung 2.3):

$$\Delta S = P \pm E \pm \Delta r \quad (2.4)$$

mit ΔS Änderung des Wasseräquivalents der Schneedecke $[\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
 P Niederschlagsintensität $[\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
 E Evaporation (-), Kondensation (+), Sublimation (-), Resublimation (+) $[\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
 Δr Abfluss $[\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}]$

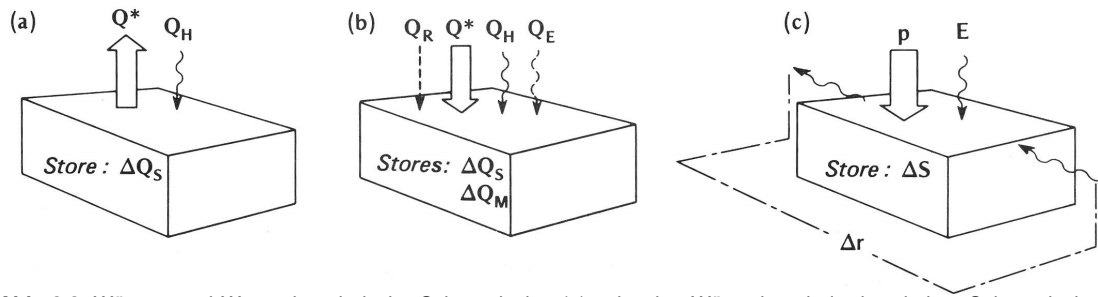


Abb. 2.3: Wärme- und Wasserhaushalt der Schneedecke. (a) zeigt den Wärmehaushalt einer kalten Schneedecke mit $T < 0 \text{ °C}$ ohne Schneeschmelze und vernachlässigbarem latenten Wärmestrom. In (b) ist der Wärmehaushalt und in (c) der Wasserhaushalt einer warmen Schneedecke mit $T = 0 \text{ °C}$ dargestellt. Dabei sind Q_E und E sowie ΔQ_M und Δr die Schnittstellen. Entnommen aus Oke (1987).

Der latente Wärmestrom Q_E ist dabei über L_v bzw. L_s an die Massenflussdichte⁴ E in Gleichung 2.4 gekoppelt. Der Abfluss aus der Schneeschmelze ist über L_f an die entsprechenden Energieflussdichte ΔQ_M in Gleichung (2.3) gebunden:

$$E = \frac{Q_E}{L} = \begin{cases} L = L_v & \text{für Evaporation / Kondensation} \\ L = L_s & \text{für Sublimation / Resublimation} \end{cases} \quad (2.5)$$

$$\Delta r = \frac{\Delta Q_M}{L_f} \quad (2.6)$$

mit L allg. für Enthalpie oder Wärme $[\text{J kg}^{-1}]$
 L_f Schmelzwärme ($0,334 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ bei 0 °C)
 L_v Verdunstungs- und Kondensationswärme ($2,501 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ bei 0 °C)
 L_s Sublimationswärme ($L_f + L_v = 2,835 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ bei 0 °C)

⁴Für hydrologische Fragestellungen sind für die Bilanzierung von Wasserflüssen Angaben in mm h^{-1} bei zum Beispiel $\Delta t = 1 \text{ h}$ üblicher. Zur Umrechnung der Massenflussdichten aus Gleichung 2.4 kann die folgende Formel verwendet werden:

$$\Delta r [\text{mm h}^{-1}] = \Delta r [\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}] \cdot 3600 \text{ s h}^{-1} \cdot \rho_w^{-1} \cdot 1000 \text{ mm m}^{-1} \approx \Delta r [\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}] \cdot 3600$$

Die Masse wird dabei mit der Dichte von Wasser ($\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$) in ein Volumen umgerechnet. Der Faktor 3600 rührt daher, dass vom Sekundenbezug auf den Zeitschritt einer Stunde gewechselt wird.

Somit bindet die Sublimation von Schnee E eine Energie von $L = L_s = L_f + L_v = 2,835 \text{ MJ kg}^{-1}$. Diese Sublimationswärme ergibt sich aus der Summe der Schmelz- und Verdunstungswärme. Anzumerken ist, dass die genannten Werte von L_f , L_v und damit auch von L_s temperaturabhängig sind.⁵

Bei der Kondensation wird das ca. 7,5-fache der Energie der Schneeschmelze gebunden. Setzt Kondensation ein, d.h. es kommt zu einem Wasserdampftransport von der Atmosphäre zur Schneedecke, so wird bei diesem Prozess Energie freigesetzt. Dieser Prozess stellt beispielsweise ebenfalls eine Quelle in der Energiebilanz dar. Im Folgenden werden die physikalischen Zusammenhänge der einzelnen Energiebilanzkomponenten einschließlich der Kopplungen mit der Massenbilanz erläutert und es wird auf Möglichkeiten zur Messung und Berechnung eingegangen.

Änderung der Wärmespeicherung in der Schneedecke ΔQ_S

Die Temperatur einer Schneedecke bzw. einer Schicht darin kann nicht als zeitlich konstant angenommen werden. Der im vorhergehenden Abschnitt beschriebene Effekt der Strahlungsflussdivergenz ($Q^* < 0$) führt im Allgemeinen zu einem Abkühlen der Schneedecke mit $\frac{\Delta T}{\Delta t} < 0$, sofern kein Ausgleich durch den Strom fühlbarer Wärme erfolgt. Bevor im Anschluss an einen kühlen Witterungsabschnitt die Schneeschmelze einsetzen kann, muss die Temperatur der entsprechenden Schicht oder, je nach Betrachtung, die gesamte Schneedecke mit $\frac{\Delta T}{\Delta t} > 0$ auf 0°C erwärmt werden. Die Energieflussdichte ΔQ_S ist direkt proportional zur zeitlichen Änderung der Temperatur $\frac{\Delta T}{\Delta t}$ (DeWalle und Rango, 2008):

$$\Delta Q_S = \rho_s \cdot c_i \cdot \frac{\Delta T}{\Delta t} \cdot \Delta z \quad (2.7)$$

mit	ΔQ_S	Änderung der Wärmespeicherung in der Schneedecke	$[\text{W m}^{-2}]$
	ρ_s	Schneedichte	$[\text{kg m}^{-3}]$
	c_i	spezifische Wärme von Eis ($2100 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)	
	ΔT	Änderung der Temperatur	$[\text{K}]$
	Δt	Zeitschritt	$[\text{s}]$
	Δz	Schneehöhe oder Dicke der betrachteten Schicht	$[\text{m}]$

Nicht enthalten in Gleichung 2.7 sind Phasenübergänge, welche sich durch das Vorhandensein eines Flüssigwasserspeichers ergeben können. Eine rechnerische Erfassung dieser Effekte bedingt eine modelltechnische Beschreibung eines Flüssigwasserspeichers.

Die turbulenten Wärmeströme Q_H und Q_E

Der sensible und der latente Wärmestrom werden als turbulente Wärmeströme zusammengefasst. Sie stellen einen effektiven Austauschprozess von Wärme mit der Atmosphäre dar. Der sensible Wärmestrom beschreibt dabei den Transport von Enthalpie

⁵ Nach DeWalle und Rango (2008) gelten für L_f und L_v in MJ kg^{-1} (Temperatur ϑ in $^\circ \text{C}$):

$L_v = 3 \cdot 10^{-6} \cdot \vartheta^2 - 0,0025 \cdot \vartheta + 2,4999$ für $-50^\circ \text{C} \leq \vartheta \leq 40^\circ \text{C}$
 $L_f = -1 \cdot 10^{-5} \cdot \vartheta^2 - 0,0019 \cdot \vartheta + 0,3332$ für $-50^\circ \text{C} \leq \vartheta \leq 0^\circ \text{C}$

und potentieller Energie $c_p \Theta$ (Kraus, 2001).⁶ c_p ist dabei die Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck und Θ ist die potentielle Temperatur, welche die Temperatur auf dem Druckniveau $p_0 = 1000$ hPa beschreibt. Da die turbulenten Austauschprozesse an einer Oberfläche meistens an einem kleinen vertikalen Gradienten untersucht werden, wird anstelle der Differenzen der potentiellen Temperatur Θ meistens die der absoluten Temperatur T verwendet. Vereinfacht ausgedrückt, bedeutet ein positiver sensibler Wärmestrom eine Abgabe von ‚Wärme‘ an die Atmosphäre. Im umgekehrten Fall mit $Q_H < 0$ gibt es einen turbulenten Wärmestrom von der Atmosphäre zur Schneedecke.

Der zweite Ausdruck in Gleichung 2.3 (Q_E) repräsentiert den turbulenten Austausch von latenter Wärme. Dieser Prozess ist immer an einen Wasserdampftransport von der Oberfläche in die Atmosphäre oder umgekehrt gebunden.

Die Bestimmung der turbulenten Wärmeströme ist nicht einfach, da ein turbulenter Transport physikalisch über einzelne Wirbel abläuft, deren Eigenschaften man häufig nur im Mittel messen oder parametrisieren kann. Für den Strom fühlbarer und latenter Wärme gilt (Kraus, 2001; Andreas, 2002):

$$Q_H = \overbrace{c_p \cdot \bar{\rho} \cdot (\overline{w' \cdot \Theta'})}^{\text{Kovarianzenform}} \approx \overbrace{-c_p \cdot \bar{\rho} \cdot K_{H\downarrow} \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z}}^{\text{„K-Theorie“}} \approx \overbrace{\rho \cdot c_p \cdot C_H \cdot u \cdot (T_0 - T_L)}^{\text{aerodynamische Methode}} \approx \overbrace{\alpha_L \cdot (T_0 - T_L)}^{\text{Differenzenansatz}} \quad (2.8)$$

$$Q_E = L \cdot \bar{\rho} \cdot (\overline{w' \cdot q'}) \approx L \cdot \bar{\rho} \cdot K_{E\downarrow} \cdot \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \approx \rho \cdot L \cdot C_E \cdot u \cdot (q_0 - q_L) \approx \frac{\alpha_L}{c_p} \cdot (q_0 - q_L) \quad (2.9)$$

mit	c_p	Spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck ($c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)	
	$\bar{\rho}$	mittlere Dichte der Luft	$[\text{kg m}^{-3}]$
	w	Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit	$[\text{m s}^{-1}]$
	Θ	potentielle Temperatur	$[\text{K}]$
	$K_{H\downarrow}$	turbulenter Diffusionskoeffizient für Q_H in vertikaler Richtung	$[\text{m}^2 \text{ s}^{-1}]$
	u	Horizontalkomponente der Windgeschwindigkeit	$[\text{m s}^{-1}]$
	C_H	skalärer Transportkoeffizient für den sensiblen Wärmestrom	$[-]$
	α_L	Wärmeübergangszahl	$[\text{W m}^{-2} \text{ K}^{-1}]$
	T_0	Temperatur der Oberfläche	$[\text{K}]$
	T_L	Temperatur der angrenzenden Luftschicht	$[\text{K}]$
	q	Spezifische Feuchte	$[\text{kg kg}^{-1}]$
	q_0	Spezifische Feuchte an der Oberfläche	$[\text{kg kg}^{-1}]$
	q_L	Spezifische Feuchte der angrenzenden Luftschicht	$[\text{kg kg}^{-1}]$

⁶Mit Verwendung der Definition der potentiellen Temperatur: $c_p \Theta = c_p T + g(z - z_0)$, Erdbeschleunigung $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$, Höhendifferenz zum Niveau z_0 mit $p_0 = 1000$ hPa (Kraus, 2001). Siehe auch Gleichung 5.6 auf Seite 107.

L	Verdunstungs- oder Sublimationswärme	$[\text{J kg}^{-1}]$
$K_{E\uparrow}$	turbulenter Diffusionskoeffizient für Q_E in vertikaler Richtung	$[\text{m}^2 \text{s}^{-1}]$
C_E	skalärer Transportkoeffizient für den latenten Wärmestrom	$[-]$

Die Gleichungen 2.8 und 2.9 sind sehr ähnlich. Der erste Teil enthält die Berechnungen anhand der Kovarianzen $\overline{(w' \cdot \Theta')}$ bzw. $\overline{(w' \cdot q')}$. Dabei stellen Θ' sowie q' die Abweichung vom Mittel der jeweiligen Eigenschaft dar. Der Ausdruck $\overline{(w' \cdot \Theta')}$ repräsentiert den Fluss von Θ durch im Allgemeinen nichtperiodische Schwankungen der Vertikalgeschwindigkeit des Windes w' . Mit Hilfe der Eddy-Korrelationsmethode ist jedoch eine messtechnische Erfassung der turbulenten Wärmeströme über diesen Weg auch für Eis und Schnee möglich (Harding und Pomeroy, 1996; Nakai et al., 1999; Weber, 2004; Molotch et al., 2007; Marks et al., 2008).

In vielen Fällen liegen diese Messungen nicht vor und es müssen Vereinfachungen gefunden werden, um diese unbekannten Schwankungsterme zu ersetzen. Dies ist zum Beispiel bei der Verwendung der K-Theorie (Gradientansatz) möglich. Durch die Einführung der turbulenten Diffusionskoeffizienten wird versucht die genannten Schwierigkeiten durch Verwendung der mittleren Zustandsgrößen $\bar{\Theta}$ und \bar{q} in einer Gradientenschreibweise zu umgehen. Die turbulenten Diffusionskoeffizienten K setzen damit Schwankungen in Bezug zu den mittleren Größen (Etling, 1996) und stellen damit eine einfache Parametrisierung bzw. eine lokale Schließung 1. Ordnung des Turbulenzproblems dar (Stull, 2009). Es könne für eine neutrale Schichtung angenommen werden, dass die turbulenten Diffusionskoeffizienten für die Enthalpie und die spezifische Feuchte⁷ identisch sind und in einfacher Relation zum entsprechenden Wert $K_{M\uparrow}$ für den Impulsstrom $\overline{(u' \cdot w')}$ stehen (Stull, 2009):

$$K_{H\uparrow} = K_{E\uparrow} = 1,35 \cdot K_{M\uparrow} \quad (2.10)$$

Eine Bestimmung dieser Werte setzt Kenntnisse über die Windgeschwindigkeit u , die thermische Schichtung sowie die Rauigkeit der Oberfläche voraus (Weber, 2004). Es wird daher häufig der einfachste Weg der Parametrisierung (jeweils der dritte oder vierte Teil der Gl. 2.8 und 2.9) eingeschlagen, indem einfach nur mit einer Temperatur oder Feuchtedifferenz gerechnet wird, da selbst die Gradienten nur als Näherung der tatsächlichen Bedingungen abgeschätzt werden können. Anstelle der spezifischen Feuchte kann auch der Dampfdruck verwendet werden. Ähnlich wie bei der K-Theorie hängen die skalaren Transferkoeffizienten C_H und C_E bei der aerodynamischen Methode und die „Wärmeübergangszahl“ α_L beim Differenzenansatz von einer Vielzahl von Umgebungsbedingungen ab. Herrmann und Kuhn (1996) geben zum Beispiel für schmelzenden Schnee einen Schätzwert von $\alpha_L = 10 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ an.

Eine Parametrisierung der aerodynamischen Methode mit physikalischem Hintergrund

⁷Verhältnis der Masse des Wasserdampfes zur Gesamtmasse der Luft (siehe Abschnitt B im Anhang).

beschreibt beispielsweise [Andreas \(2002\)](#) unter Berücksichtigung der Ähnlichkeitstheorie nach [Monin und Obukhov \(1954\)](#) und empirischer Korrekturfunktionen zur Betrachtung der atmosphärischen Schichtung (siehe Anhang, Abschnitt C). Ein Schwerpunkt bei der Ableitung der aerodynamischen Methode über Schnee wird auf die Parametrisierung stabiler atmosphärischer Schichtungen gelegt, welche typischerweise über Eis und Schnee auftreten können. [Launiainen und Vihma \(1990\)](#) schlagen in diesem Zusammenhang einen einfachen Weg für die numerische Lösung solcher Parametrisierungen vor. Bei der aerodynamischen Methode wird, wie bereits beschrieben, gegenüber der Verwendung einer Wärmeübertragungszahl die Windgeschwindigkeit nicht vernachlässigt. Alternativ zur Ähnlichkeitstheorie kann bei der aerodynamischen Methode auch eine rechnerische Berücksichtigung der atmosphärischen Stabilität über die Richardson-Zahl erfolgen ([Braithwaite, 1995](#); [DeWalle und Rango, 2008](#)).

Neben der theoretischen Ableitung der aerodynamischen Methode aus Abschnitt C des Anhangs, kann unter praktischen Gesichtspunkten einfach eine Funktion der Windgeschwindigkeit u im Zuge von Messkampagnen für einen Ort auf Grundlage von Beobachtungen erhoben werden ([Anderson, 1968](#)). Auf Grundlage zahlreicher Beobachtungsdaten leitet [Kuz'min \(1961\)](#) empirische Formeln für die turbulenten Wärmeströme über Schnee unter Berücksichtigung der Windgeschwindigkeit ab. Die Sublimation in mm d^{-1} kann demnach beispielsweise mit der Gleichung 2.11 aus meteorologischen Messungen abgeleitet werden ([Kuz'min, 1961](#)):

$$E = (0,18 + 0,098 \cdot u_{1000}) \cdot (e_s - e_{200}) \quad (2.11)$$

mit	E	Sublimationsrate	$[\text{mm d}^{-1}]$
	u_{1000}	Windgeschwindigkeit 10 m über Gelände	$[\text{m s}^{-1}]$
	e_s	Sättigungsdampfdruck über Eis	$[\text{hPa}]$
	e_{200}	Dampfdruck 2 m über Gelände	$[\text{hPa}]$

Diese Formel wurde auf Grundlage von 357 Zeitreihen aus Beobachtungen in den verschiedenen Klimazonen der früheren Sowjetunion abgeleitet und ist für einen großen Bereich von Windgeschwindigkeiten anwendbar ([Kuz'min, 1961](#)). Anders als bei den zuvor beschriebenen theoretischen Ableitungen der aerodynamischen Methode, wird bei dieser empirischen Formel mit dem Term 0,18 auch ein turbulenter Austausch bei Windstille berücksichtigt.

Aufbauend auf Gleichung 2.11 unter Berücksichtigung des Bowen-Verhältnisses ($\beta = \frac{Q_H}{Q_E}$) leitet [Kuz'min \(1961\)](#) eine empirische Formel für den sensiblen Wärmestrom in W m^{-2} her:

$$Q_H = 18,85 \cdot (0,18 + 0,098 \cdot u_{1000}) \cdot (T_0 - T_{200}) \quad (2.12)$$

mit	Q_H	sensibler Wärmestrom	$[\text{W m}^{-2}]$
	u_{1000}	Windgeschwindigkeit 10 m über Gelände	$[\text{m s}^{-1}]$
	T_0	Temperatur der Schneeoberfläche	$[\text{K}]$
	T_{200}	Lufttemperatur 2 m über Gelände	$[\text{K}]$

Nach [Weber \(2004\)](#) können diese einfachen Ansätze trotz ihrer hohen Fehlerbreite in Simulationsmodellen für die Energiebilanz von Schnee und Eis gute Dienste leisten, was insbesondere dann gilt, wenn die Bereiche der atmosphärischen Stabilität einen nur geringen Variationsbereich aufweisen.

Bodenwärmestrom Q_G

Die Berechnung des Bodenwärmestroms erfordert eine kontinuierliche Simulation der Bodentemperaturen unter Berücksichtigung des zeitlich variablen Wassergehaltes. Der Bodenwärmestrom kann über das Fourier'sche Gesetz bei Kenntnis der entsprechenden Größen bestimmt werden ([Oke, 1987](#)):

$$Q_G = -k_s \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.13)$$

mit	Q_G	Bodenwärmestrom	$[\text{W m}^{-2}]$
	k_s	thermische Leitfähigkeit des Bodens	$[\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}]$
	$\frac{\partial T}{\partial z}$	vertikaler Temperaturgradient	$[\text{K m}^{-1}]$

Die thermische Leitfähigkeit k_s eines Bodens in Gleichung 2.13 hängt vom Anteil des Porenraumes und von der volumetrischen Bodenfeuchte ab. Nimmt die Bodenfeuchte zu, erhöht sich die thermische Leitfähigkeit des Bodens. Diese Beziehung ist nicht linear und steigt ab einer bestimmten Bodenfeuchte kaum noch an. Daneben hängt die Charakteristik dieser Beziehung von der Bodenart selbst ab. Wegen der Heterogenität dieser Eigenschaften, insbesondere in der Vertikalen, stehen diese Daten im Allgemeinen kaum zur Verfügung, weshalb häufig ein konstanter Wert des Bodenwärmestroms angenommen wird (siehe z.B. [Anderson, 2006](#)). [USACE \(1998\)](#) empfehlen $0,02 \text{ in d}^{-1}$ (Zoll pro Tag Wasseräquivalent) als pauschalen Wert für die Schmelze durch den Bodenwärmestrom anzusetzen. Dies entspricht ca. $0,5 \text{ mm d}^{-1}$ oder, umgerechnet in eine Energieflussdichte, 2 W m^{-2} bzw. $173 \text{ kJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Andere Quellen verweisen auf den insgesamt geringen Anteil an der Energiebilanz und stufen den Bodenwärmestrom als in vielen Fällen vernachlässigbare Größe ein ([Oke, 1987](#); [Herrmann und Kuhn, 1996](#); [Maniak, 1997](#)).

Wärmeeintrag durch Niederschlag Q_R

Die Energieflussdichte, welche durch Niederschläge eingetragen wird, ist direkt von der Niederschlagsintensität P und von der Temperatur der Niederschläge T_P abhängig ([Anderson, 1968](#); [Herrmann und Kuhn, 1996](#)):

$$Q_R = P \cdot c_w \cdot (T_P - T_0) + P \cdot L_f, \text{ für Regen} \quad (2.14)$$

$$Q_R = P \cdot c_i \cdot (T_P - T_0), \text{ für Schnee} \quad (2.15)$$

mit	Q_R	Energieflussdichte durch Niederschlag	$[\text{W m}^{-2}]$
	P	Niederschlagsintensität	$[\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
	c_w	spezifische Wärme von Wasser ($4180 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)	
	c_i	spezifische Wärme von Eis ($2100 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)	
	T_P	Niederschlagstemperatur	$[\text{K}]$
	T_0	Temperatur der Schneedecke	$[\text{K}]$
	L_f	Schmelzwärme ($0,334 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ bei 0°C)	

Die beiden Gleichungen 2.14 und 2.15 unterscheiden sich nur hinsichtlich der einzusetzenden spezifischen Wärmekapazitäten. Regnet es auf eine Schneedecke mit Temperaturen unter 0°C , so kann Regenwasser an der Schneedecke gefrieren. Dieser Effekt wird durch den zweiten Ausdruck in Gleichung 2.14 berücksichtigt.

Die Schreibweise beider Gleichungen mag mathematisch inkonsequent bzw. widersprüchlich erscheinen, da beide Ausdrücke mit Q_R gleichgesetzt werden. Das Problem bei der Ermittlung dieser Energiebilanzkomponente ist, dass die Aufteilung des Niederschlages in Regen und Schnee nur als Annahme formuliert werden kann. Diese Problematik wurde kurz in Abschnitt 2.1.1 angedeutet. Neben eines einfachen Temperaturgrenzwertes, welcher üblicherweise im Bereich von 0 bis 2°C liegt, kann die Aufteilung von flüssigen und festen Niederschlägen auch mit Hilfe der Feuchttemperatur erfolgen (Steinacker, 1983).

Da die Niederschlagstemperatur T_P üblicherweise nicht gemessen wird, kann sie der Feuchttemperatur gleichgesetzt werden (Anderson, 1968). Dieser Annahme liegt der in Abschnitt 2.1.1 beschriebene Zusammenhang zugrunde, wonach sich sich an den Regentropfen infolge Evaporation ein Gleichgewichtszustand zwischen flüssiger Phase und Dampfphase einstellt.

Wärmestrom der Phasenübergänge ΔQ_M durch Schmelzen bzw. Gefrieren

Neben dem latenten Wärmestrom stellt der Phasenübergang infolge Schneeschmelze oder Wiedergefrierens von Schmelzwasser ein Bindeglied zwischen Energie- und Wasserbilanz dar. Für einen Gletscher kann ΔQ_M über die Schmelzwärme L_f aus dem beobachteten Abfluss rückgerechnet werden. Hingegen kann die Berechnung von ΔQ_M zum Beispiel dadurch erfolgen, indem ΔQ_M als Restglied aus der Energiebilanz berechnet wird oder es wird auf einfache empirische Schmelzformeln zurückgegriffen. Der erstgenannte Weg bedingt eine möglichst zutreffende Ermittlung der übrigen Energiebilanzkomponenten, wohingegen einfache Ansätze zum Beispiel anhand empirischer Beobachtungen oder aus sehr starken Vereinfachungen von Gleichung 2.3 ermittelt werden können. Daraus ergibt sich die gängige Aufteilung von Schneemodellen:

- Energiebilanzansätze, welche alle Komponenten der Gleichung 2.3 parametrisieren
- empirische oder Index-basierte Verfahren, wie z.B. das Temperatur-Index-Verfahren

Beide Ansätze werden im Laufe dieses Kapitels unter Berücksichtigung der zugrunde liegenden theoretischen Annahmen näher erläutert.

Der Anteil des an der Schneedecke gefrierenden Regens stellt ebenso wie das Wiedergefrieren von Schmelzwasser eine Energiequelle dar. Dieser Effekt wurde hier bereits bei der Wärmezufuhr durch Niederschlag in Gleichung 2.14 rechnerisch erfasst.

Zusammenfassung der Energiebilanzkomponenten

Die Erläuterungen dieses Abschnittes zeigen, dass die Wechselwirkungen einer Schneedecke mit der bodennahen Luftschicht in einem komplexen Wechselspiel mit dem Wasserhaushalt einer Schneedecke stehen. Genau genommen gilt die beschriebene Energiebilanz nur für die Grenzfläche Schnee-Atmosphäre. Die Beschreibung der o.g. Prozesse, welche hier nur in einem Mindestumfang erbracht werden kann, zeigt die Volumenabhängigkeit dieser Prozesse. Beispiele dafür sind die Transmission kurzwelliger Strahlung in der Schneedecke sowie die Wasserbilanz und das mögliche Vorhandensein eines Flüssigwasserspeichers. Zudem können die beschriebenen Eigenschaften der Schneedecke (Temperatur, Dichte, ...) nicht als vertikal homogen angenommen werden.

Folglich lässt sich die Frage nach den dominanten Prozessen für eine bestimmte Situation nicht pauschal beantworten. Diese hängen in erster Linie von den meteorologischen Bedingungen an einem Ort und zu einer bestimmten Zeit ab. Somit ist es auch nicht verwunderlich, dass unterschiedliche Literaturquellen den einzelnen Energiebilanzkomponenten voneinander abweichende Bedeutungen beimessen.

Laut [Ohmura \(2001\)](#) sind die bedeutendsten Energiequellen die atmosphärische Gegenstrahlung $L \downarrow$, die Globalstrahlung $K \downarrow$ und danach der turbulente Wärmestrom Q_H . Die Untersuchung bezieht sich in diesem Fall auf Gletscher und arktische Messstationen. In absoluten Zahlen ist die atmosphärische Gegenstrahlung $L \downarrow$ die größte Quelle, wohingegen die terrestrische langwellige Strahlung $L \uparrow$ die größte Senke ist. Daher wird auch häufig die Strahlungsbilanz als Energiequelle genannt, um diese ausgleichende Wirkung der zahlenmäßig großen Anteile nicht überzubewerten. Auf kürzeren Zeitskalen von Witterungsabschnitten können hingegen die turbulenten Wärmeströme den wesentlichen Anteil an der Schmelze darstellen. [Marks et al. \(1998\)](#) beschreiben einen solchen Fall für den Nordwesten der USA. Im überdurchschnittlich warmen und niederschlagsreichen Februar 1996 lieferten demzufolge die turbulenten Wärmeströme (Q_H und Q_E) etwa 60 bis 90 % der Energie der Schneeschmelze. Anders als von [Ohmura \(2001\)](#) beschrieben, wirkt sich die Windgeschwindigkeit wegen der übergeordneten Bedeutung der turbulenten Wärmeströme massiv auf die Schneeschmelze bei sogenannten „Regen-auf-Schnee“-Ereignissen aus ([Marks et al., 1998](#)). Diese Feststellungen stehen prinzipiell nicht in einem Widerspruch zueinander, da sich die beiden Studien auf einen anderen Raum- und Zeitbezug stützen.

Regen-auf-Schnee-Ereignisse treten im Allgemeinen, wie im skizzierten Fall, in Verbindung mit Luftmassen auf, deren Temperatur und Luftfeuchte höher ist als die entsprechenden Werte der Schneedecke. Bei Schmelze kann angenommen werden, dass die Temperatur der Schneedecke $\vartheta_s = 0^\circ\text{C}$ bei einem Sättigungsdampfdruck an der Grenzfläche $e_s(\vartheta) = e_s(0^\circ\text{C}) = 6,11 \text{ hPa}$ beträgt. Damit stellen sich die beschriebenen

Gradienten der turbulenten Wärmeströme zur Schneedecke hin ein. Somit kommt wegen $\frac{L_v}{L_f} \approx 7,5$ der Kondensation bei der Schneeschmelze durch den latenten Wärmestrom eine übergeordnete Bedeutung zu (Marks et al., 1998). Mit 1 g kondensiertem Wasser können somit 7,5 g Eis geschmolzen werden (Oke, 1987).

Auf der anderen Seite kann der latente Wärmestrom auch zu einer Senke in der Wasserbilanz führen, wenn Sublimation auftritt. So ermittelten Strasser et al. (2008) für das alpine Untersuchungsgebiet des Nationalparks Berchtesgaden Sublimationssummen von 10 bis 90 % der Niederschlagssumme und zeigen damit, dass dieser Prozess nicht nur eine bedeutende Wasserhaushaltskomponente ist, sondern auch räumlich sehr heterogen abläuft.

Laut DeWalle und Rango (2008) gilt die Energiebilanz mittlerweile als gut verstanden, wenngleich die häufig nur in einem unzureichenden Umfang bereitstehenden meteorologischen Daten eine quantitative Beschreibung nicht im gewünschten Maße zulassen. Als relativ unsicher gilt dabei die Bestimmung der Strahlungsbilanz und der turbulenten Wärmeströme (Marks und Dozier, 1992). Topographische Effekte, wie zum Beispiel Hangneigung und Exposition können durch rechnerische Erfassung der entsprechenden Abweichungen von der Horizontalen recht gut berücksichtigt werden. Demgegenüber gestaltet sich die Landnutzungsabhängigkeit von Schneeprozessen schwieriger. Insbesondere Wälder modifizieren nicht nur die Rolle der einzelnen Energiebilanzkomponenten in der Energiebilanz (Harding und Pomeroy, 1996) bei einer ganzheitlichen Betrachtung, sondern sie bewirken auch die Aufteilung in einen Schneespeicher auf den Bäumen sowie einen Schneespeicher auf dem Waldboden mit recht unterschiedlichen Eigenschaften hinsichtlich der Strahlungsbilanz. Durch die im Hinblick auf Strahlung und Turbulenz exponierte Lage des Schnees auf den Bäumen, kann sich die Sublimation stark auf die Wasserbilanz auswirken. Auf diese Besonderheiten von Schnee in Wäldern wird näher in Abschnitt 2.1.5 eingegangen.

Erfolgt ein Wechsel von der Punkt- zu einer größeren Skala, so müssen weitere Schneeprozesse berücksichtigt werden. Durch Wind verursachte Umlagerungen können dazu führen, dass Schneehöhen bereits auf kleinen Raumskalen um einen Faktor von 10 voneinander abweichen können (Liston und Sturm, 1998). Diese windbedingten Prozesse sind komplex und hängen neben der Windgeschwindigkeit von der Geländeform, der Vegetation und der Beschaffenheit des Schnees ab (siehe Abb. 2.4).

Sieht man von solchen Umlagerungen ab, so kann die Beschaffenheit der Schneedecke auch nicht als zeitlich konstant angesehen werden, da die Dichte und die Albedo der Schneedecke durch die Metamorphose einem laufenden Wandel unterzogen sind. Dieser Prozess einschließlich seiner Auswirkungen wird im nächsten Abschnitt kurz behandelt.

2.1.4 Metamorphose und Setzung der Schneedecke

Bei der Untersuchung der zuvor beschriebenen Wechselwirkungen der Schneedecke mit atmosphärischen und hydrologischen Prozessen sind Kenntnisse über bestimmte Eigen-

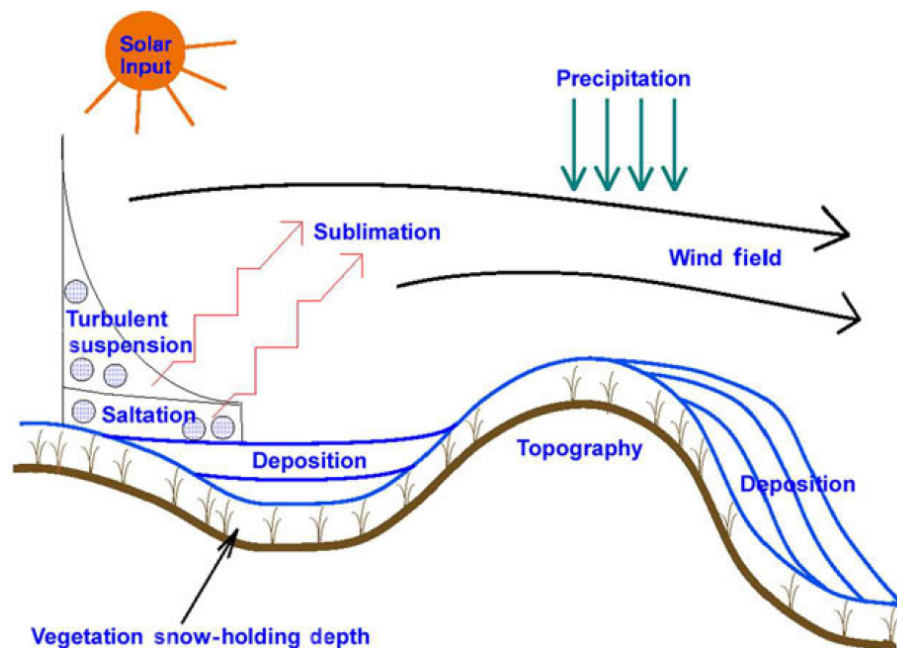


Abb. 2.4: Räumliche Schneeprozesse, welche durch Verlagerung von Schnee Einfluss auf die Massenbilanz eines Punktes oder einer Elementarfläche haben. Bei der turbulenten Suspension werden kleine Schnee- und Eispartikel aufgewirbelt und durch den Wind in einer zum Teil mehrere Meter mächtigen Luftschicht über der Schneedecke transportiert. Größere Partikel bleiben hingegen wegen der größeren Masse nicht permanent in der Luftströmung und sinken daher häufig wieder auf die Schneeoberfläche zurück. Dieser Prozess wird Saltation genannt. Aus Liston et al. (2007).

schaften der Schneedecke vorausgesetzt worden. Beispiele für solche Eigenschaften sind die Albedo oder die Rauigkeit der Schneeoberfläche. Diese können nicht als ‚konstante‘ Materialeigenschaften aufgefasst werden, da sie ständigen Änderungen unterworfen sind. Die Art und Weise dieser Änderungen sowie die zugrunde liegenden Prozesse werden Metamorphose genannt. Diese hängt im Wesentlichen vom Klima ab, da insbesondere Tau- und Wiedergefrierzyklen, die Windverhältnisse sowie das Vorhandensein von Flüssigwasser in der Schneedecke die Umwandlung der ursprünglich atmosphärischen Schneekristalle (sog. Primärkristalle) bewirken.

Bei der Metamorphose werden die folgenden Teilprozesse unterschieden (Herrmann und Kuhn, 1996; DeWalle und Rango, 2008):

1. *Zerbrechen der Kristalle im Wind:* Diese mechanische Beschädigung der Primärkristalle tritt überall dort auf, wo hohe Wingschwindigkeiten vorherrschen (z.B. Küsten, exponierte Lagen im Hochgebirge).
2. *Äqui-Temperatur-Metamorphose*, auch abbauende, isotherme Metamorphose: Der Dampfdruck über konvexen Strukturen ist höher als über den konkaven Oberflächen, sodass sich ein Dampfdruckgradient einstellt. Im Ergebnis entstehen abgerundete Eiskörner. Dieser Prozess setzt bereits unmittelbar nach dem Schneefall ein (siehe Abbildung 2.5).
3. *Temperaturgradient-Metamorphose*, auch aufbauende Metamorphose: Temperaturun-

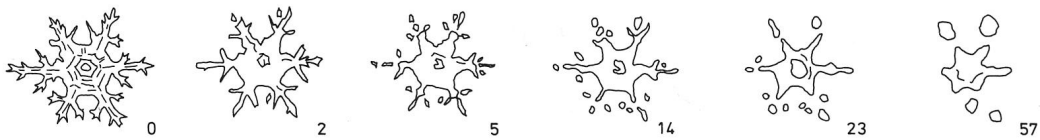


Abb. 2.5: Skizze des Übergangs eines Schneekristalls in Schneekörner durch isotherme (abbauende) Metamorphose (nach LaChapelle, 1969). Die Zahlen geben das Alter in Tagen nach dem Schneefall an. Quelle: Herrmann und Kuhn (1996).

terschiede innerhalb der Schneedecke bedingen ebenfalls Dampfdruckgradienten. Meistens ist dieser Fluss von der Unterseite zur Grenzfläche Schnee/Atmosphäre (Schneeoberfläche) gerichtet, da die Schneedecke durch Strahlungsflussdivergenz auskühlt. Es entstehen durch Sublimation an den Oberseiten, Wasserdampftransport durch die Porenluft und Resublimation an den Unterseiten der darüber liegenden Eiskörner „kantig-facettierte“ (Herrmann und Kuhn, 1996), zum Teil geschichtete Kristalle. Gegenüber der abbauenden Metamorphose ist der Setzungseffekt bei der aufbauenden Metamorphose gering.

4. *Schmelz- und Wiedergefrierzyklen:* Das Wiedergefrieren von Schmelzwasser füllt die Porenräume aus und führt somit zu einer Verdichtung.
5. *Verdichtung durch die Last der Schneedecke:* Kompression durch Korndeformation ab einer bestimmten Dichte.

Die Auflistung gibt einen ersten Hinweis auf die komplexen Mechanismen der Umwandlung der Kristalle durch thermodynamische (Nr. 2, 3 und 4) sowie mechanische Effekte (Nr. 1 und 5). Während Neuschnee eine Dichte von etwa 100 kg m^{-3} aufweist, kann diese innerhalb von Tagen bis Wochen auf 250 kg m^{-3} anwachsen (Herrmann und Kuhn, 1996). Altschnee, welcher über mehrere Monate liegt, kann Dichten bis zu 600 kg m^{-3} erreichen. Schmilzt der Schnee im darauffolgenden Sommer nicht ab, wird er Firn genannt (ebenda). Eine detaillierte Beschreibung zu den Prozessen und Verweise auf Datenerhebungen sind in den zitierten Quellen zu finden. Für die vorliegende Untersuchung sind insbesondere drei wesentliche Konsequenzen für die Beschreibung der Schneedecke relevant:

- Mit dem Abbau der Primärkristalle sowie dem Auffüllen der Porenräume ändert sich auch die Albedo. Je größer die Schnee- bzw. Eispartikel werden und je heterogener die Eisstruktur wird, desto weiter kann kurzwellige Strahlung in die Schneedecke bzw. in das Eis gelangen (zur Abhängigkeit der Reflexion vom Partikelradius siehe auch Abbildung 2.1 auf Seite 11). Insgesamt wird durch die wegfallenden Grenzflächen weniger reflektiert. Die Albedo nimmt folglich ab. Anzumerken ist, dass bei sehr geringen Zenitwinkeln eine Reflexion ähnlich wie bei einem Spiegel einsetzen kann, was temporär höhere Werte der Albedo bedingen kann. Aber auch Ablagerungen auf der Schneedecke, wie Nadeln oder Zweige von Bäumen, führen zu einer effektiven Verringerung der Schneealbedo.

- Die Dichte der Schneedecke nimmt mit fortschreitendem Abbau der Eiskristalle (Nr. 2) und deren Aggregation zu größeren Eiskörnern allmählich zu. Damit kann die Schneehöhe nur bedingt und unter Kenntnis der Entwicklung der winterlichen Schneedecke für die Abschätzung des Wasseräquivalents herangezogen werden. Dies ist bei hydrologischen und wasserwirtschaftlichen Fragestellungen stets von Bedeutung, da die Messnetzdichte des Wasseräquivalents im Allgemeinen geringer ist als die für die Schneehöhe.
- Schmelzzyklen (Nr. 4) führen zum Vorhandensein von Flüssigwasser in den Porenräumen der Schneedecke. Bei einsetzendem Regen oder hohen Schmelzraten kann dieses Flüssigwasser zusätzlich freigesetzt werden und es kommt zu einer erhöhten Abflussbildung. Insbesondere die Überlagerung der Schneeschmelze durch Regenereignisse ist ein im Mittelgebirge häufig beobachtetes Phänomen, wodurch Hochwasser entstehen kann (Sui und Koehler, 2001). Der genannten Untersuchung zu Folge, lösen ‚Regen-auf-Schnee‘-Ereignisse schneefreie Regenereignisse bei der Entstehung von Winterhochwasserereignissen ab einer Geländehöhe von 400 m ü. NN im bayerischen Mittelgebirgsraum ab. Der rasche Abbau der Schneedecke durch diese ‚Regen-auf-Schnee‘-Ereignisse wird auch als Denudation bezeichnet (Knauf, 1975).

Für praktische Anwendungen werden zur Berücksichtigung dieser Effekte einfache empirische Methoden verwendet. Hier sollen nur einige wenige Beispiele genannt werden, um Möglichkeiten der Berechnung aufzuzeigen, welche auch für die rechnerische Berücksichtigung dieser Effekte von Interesse sein können. Die o.g. komplexen thermodynamischen Wechselwirkungen sowie hydraulische Fließvorgänge von Flüssigwasser, welche hier nicht weiter betrachtet werden sollen, sind quantitativ zum Beispiel in de Quervain (1973) beschrieben. Der Transport von Schmelzwasser innerhalb der Schneedecke wird auch im Hinblick auf Heterogenitäten (Eisschichten, bevorzugte Fließwege) von Colbeck (1979) beschrieben.⁸

Der Rückgang der Albedo kann mit Hilfe des Ansatzes des USACE (1956) rechnerisch einfach durch eine abklingende Exponentialfunktion erfasst werden. In der modifizierten Form nach Rohrer (1992) wird zudem eine minimale (α_0) und maximale Schneecalbedo ($\alpha_0 + \alpha_{add}$) berücksichtigt:

$$\alpha = \alpha_0 + \alpha_{add}^{-k_{\alpha} \cdot \Delta t} \quad (2.16)$$

⁸Für bestimmte Fragestellungen, wie z.B. die Lawinenvorhersage, müssen die Schneedeckeneigenschaften sehr detailliert untersucht werden. Daher berücksichtigen einige komplexe eindimensionale Schneemodelle, welche die Schichtung des Schnees - auch Stratigraphie genannt - berücksichtigen, viele der genannten Prozesse, wie z.B. den Wasserdampfgradienten, wesentlich detaillierter (siehe z.B. SNOWPACK, Bartelt und Lehning, 2002).

mit	α	Albedo nach Δt Tagen	[-]
	α_0	Minimum der Schneeralbedo	[-]
	α_{add}	additiver Anteil zur Ermittlung der maximalen Albedo	[-]
	k_α	Rückgangskonstante für die Schneeralbedo	[d ⁻¹]
	Δt	Zeitraum nach dem letzten Schneefall	[d]

Aus Messergebnissen ermittelte Rohrer (1992) für negative Temperaturen eine Rückgangskonstante von $k_\alpha = 0,05 \text{ d}^{-1}$ (Akkumulationsphase) und für positive Temperaturen $k_\alpha = 0,12 \text{ d}^{-1}$ (Ablationsphase). Bei Neuschnee wird angenommen, dass die Albedo wieder dem Maximalwert ($\alpha_0 + \alpha_{add}$) entspricht.

Der Rückgang der Albedo wird durch die Änderung der Schneekristalle oder -körner bedingt. Damit ist im Falle der abbauenden Metamorphose eine Setzung der Schneedecke verbunden. Nach Bader et al. (1939) kann die Setzung nach der folgenden Formel in Abhängigkeit von der Zeit beschrieben werden. Die Gleichung 2.17 wurde von Rohrer (1992) umgestellt und beschreibt in dieser Form den zeitlichen Verlauf der Schneehöhe:

$$H_{\text{Setzung}} = H_0 \left[\left(1 - \frac{\rho_0}{\rho_{\text{Eis}}} \right) \cdot e^{b \cdot t^a} + \frac{\rho_0}{\rho_{\text{Eis}}} \right] \quad (2.17)$$

mit	H_{Setzung}	Schneehöhe nach Setzung	[cm]
	H_0	ursprüngliche Schneehöhe	[cm]
	ρ_0	Neuschneedichte	[kg m ⁻³]
	ρ_{Eis}	Dichte von Eis (917 kg m ⁻³)	
	a	Parameter	[-]
	b	Parameter	[d ⁻¹]
	t	Zeit	[d]

Für die Setzung von Neuschnee mit $\rho = 100 \text{ kg m}^{-3}$ geben Bader et al. (1939) auf Grundlage der Auswertung ihrer Experimente für $a = 0,352$ und $b = 0,470 \text{ d}^{-1}$ an. Entsprechende Werte für Altschnee mit $\rho = 500 \text{ kg m}^{-3}$, dessen Setzungsrate deutlich geringer ist, betragen $a = 0,887$ und $b = 0,00885 \text{ d}^{-1}$. Dieser asymptotische Verlauf ist in Abbildung 2.6 gekennzeichnet. Wie anhand des zeitlichen Verlaufs ersichtlich ist, weicht die Setzung insbesondere dann von diesem einfachen Ansatz ab, wenn Temperaturen um den Gefrierpunkt auftreten und der o.g. Prozess des Ausfüllens der Porenräume eine Beschleunigung der Setzung auslöst. Dieser Aspekt belegt die Schwierigkeit bei der Einschätzung der Setzung.

Anderson (1976) stellt ein Zweistufenmodell zur Schneesetzung durch Metamorphose vor, welches zunächst die abbauende Metamorphose und im Anschluss daran die (langsamere) Setzung durch Schneelast mathematisch beschreibt. Um den o.g. Unsicherheiten hinsichtlich hoher Setzungsraten bei Temperaturen um den Gefrierpunkt entgegenzuwirken wird in dem Ansatz nach Anderson (1976) auch die Temperatur berücksichtigt (hier in der Schreibweise nach Jordan, 1991):

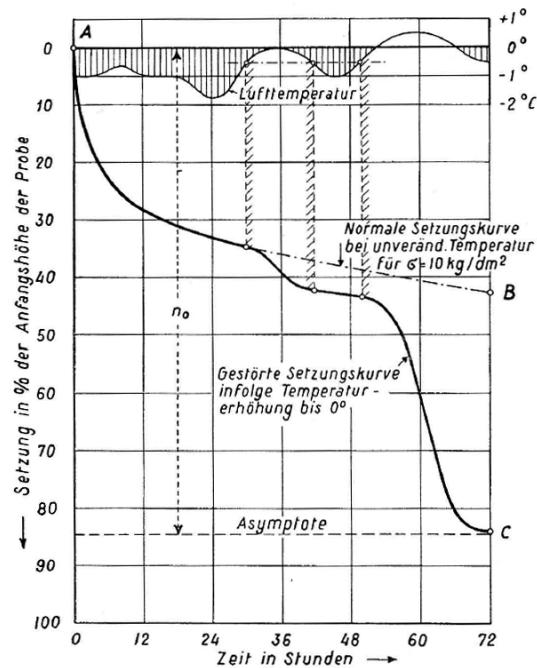


Abb. 2.6: Setzung der Schneedecke als asymptotische Funktion nach Gl. 2.17. Das Antauen kann zu starken Abweichungen vom asymptotischen Verlauf führen. Entnommen aus [Bader et al. \(1939\)](#).

$$\left| \frac{1}{\Delta z} \frac{\partial \Delta z}{\partial t} \right| = -2,778 \cdot 10^{-6} \cdot c_1 \cdot c_2 \cdot e^{-0,04(273,15-T)} \quad (2.18)$$

mit	$\left \frac{1}{\Delta z} \frac{\partial \Delta z}{\partial t} \right $	Prozentuale Setzung einer Schneeschicht der Dicke Δz	[-]
	Δz	Schichtdicke	[m]
	t	Zeit	[h]
	c_1	Parameter	[-]
	c_2	Parameter	[-]
	T	Temperatur der Schicht	[K]
	ρ_l	Dichte des Flüssigwasser	[kg m ⁻³]
wobei	$c_1 = c_2 = 1$	wenn $\rho_l = 0$ und $\rho_i \leq 150 \text{ kg m}^{-3}$	
	$c_1 = \exp[-0,046(\rho_i - 150)]$	wenn $\rho_i > 150 \text{ kg m}^{-3}$	
	$c_2 = 2$	wenn $\rho_l > 0$	

Zur Berechnung der Schneelasten für Gebäude entwickelte [Martinec \(1977\)](#) auf Grundlage einer einfachen zeitabhängigen Beziehung ein Verfahren zur Beschreibung der Schneesetzung, welches später von [Rohrer \(1992\)⁹](#) weiterentwickelt wurde. Dazu werden Zeitreihen der Schneehöhe ausgewertet, um schließlich das häufig nicht beobachtete Wasseräquivalent zu ermitteln. Nach [Martinec \(1977\)](#) nimmt die Ausgangs- bzw. die Neuschneedichte ρ_0 , welche geschätzt etwa mit ca. 100 kg m^{-3} angenommen werden

⁹Dazu werden nach [Rohrer \(1992\)](#) für Stationen mit zusätzlichen Messungen die zusätzlich vorhandenen Informationen zur Korrektur des Verlaufs herangezogen.

kann, gemäß der folgenden Formel mit der Zeit zu:

$$\rho(t) = \rho_0 \cdot (t + 1)^{0,3} \quad (2.19)$$

mit	$\rho(t)$	Dichte nach t Tagen	$[\text{kg m}^{-3}]$
	ρ_0	Neuschneedichte	$[\text{kg m}^{-3}]$
	t	Zeit	$[\text{d}]$

Damit kann die zeitliche Entwicklung für jede Schicht bestimmt werden, wobei jedoch der Wind- und Regenwassereinfluss sowie die mechanische Verdichtung keine Berücksichtigung finden. Unter Zuhilfenahme des Zusammenhangs von Schneehöhe und Wasseräquivalent kann aus Schneehöhenbeobachtungen mit Gleichung 2.19 eine Abschätzung des Wasseräquivalents als Zeitreihe erfolgen.

Hingegen dokumentiert Bertle (1966) ein Experiment, das den im zuvor erläuterten Ansatz vernachlässigten Einfluss von Regenwassereintrag auf die Schneedecke untersucht. In diesem Experiment wurde einer Schneesäule im Labor flüssiges Wasser zugesetzt und es wurde die prozentuale Setzung der Schneehöhe in Relation zum Wasseräquivalent als Summe von Schnee und zusätzlichem Wasser gesetzt. Die Messwerte konnten dabei durch eine einfache Geradengleichung approximiert werden (ebenda):

$$\frac{H_{\text{Setzung}}}{H_0} = 147,4 - 0,474 \cdot \frac{\text{SWE}_{\text{gesamt}}}{\text{SWE}_0} \quad (2.20)$$

mit	SWE_0	Ausgangs-Wasseräquivalent	$[\text{mm}]$
	H_0	ursprüngliche Schneehöhe	$[\text{mm}]$
	$\text{SWE}_{\text{gesamt}}$	Ausgangs-Wasseräquivalent zuzüglich Wassereintrag	$[\text{mm}]$
	H_{Setzung}	Schneehöhe nach Setzung durch Zugabe der Wassermenge	$[\text{mm}]$
		$\text{SWE}_{\text{gesamt}} - \text{SWE}_0$	

Die in diesem Experiment bis zum Ausfluss von Flüssigwasser aus dem Schneezylinder ermittelten Flüssigwasseranteile von fast 50% gehen damit weit über typische Gleichgewichtswassergehaltswerte von wenigen Prozent aus und können nach de Quervain (1973) nur in Übergangszuständen, wie Schneeschmelze oder ‚Regen-auf-Schnee‘-Ereignissen auftreten. Übliche Gleichgewichtszustände des Flüssigwassergehaltes werden je nach Autor im Bereich von etwa 2 bis 10% angegeben (Anderson, 2006). Das von Bertle (1966) durchgeführte Experiment ist daher auf die Einschätzung der Speicherwirkung von Regenwasser in einer Schneedecke bei ‚Regen-auf-Schnee‘-Ereignissen zu beziehen.

Die letztgenannten empirischen Erhebungen zeigen einerseits die Relevanz der Schneemetamorphose für praktische Belange aber andererseits auch die Schwierigkeiten bei der Abschätzung ebendieser. Es sind stets Annahmen zu treffen. Etwa, dass Albedo und Dichte in Zeiten ohne Neuschnee einfach als Funktion der Zeit beschrieben werden können oder dass Laborexperimente Allgemeingültigkeit aufweisen. Bei der Beschreibung von Schneemodellen werden einige der hier genannten Aspekte wieder aufgegriffen.

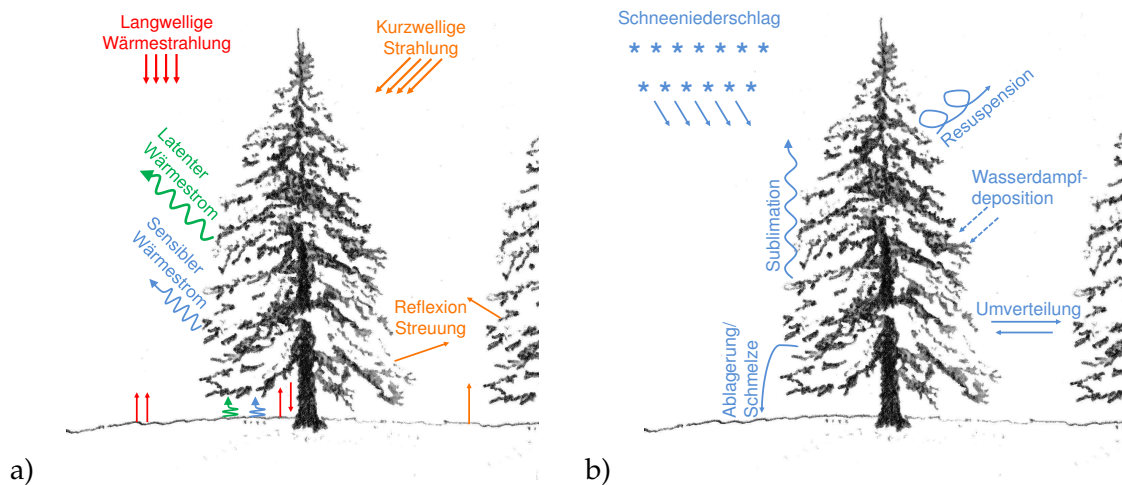


Abb. 2.7: Strahlungs- und Wasserhaushalt in schneebedeckten Wäldern: a) Strahlungs- und Energieflüsse. b) Quellen und Senken im Wasserhaushalt. Verändert nach [Pomeroy und Schmidt \(1993\)](#) bzw. [Anderegg et al. \(2012\)](#).

2.1.5 Schnee in Wäldern

Wie es später in Kapitel 4 näher beschrieben wird, ist das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit fast vollständig bewaldet. Zudem sind etwa 19 % der mittleren saisonalen schneebedeckten Fläche der Nordhemisphäre boreale Wälder ([Rutter et al., 2009](#)). Daher erfolgt an dieser Stelle eine detaillierte Betrachtung von Schneeprozessen in Wäldern.

Die Darstellung der Energiebilanzkomponenten, wie sie in den vorangegangenen Abschnitten erläutert wurden, müssen für die Anwendung in Wäldern modifiziert werden, da in Waldbeständen im Allgemeinen reduzierte atmosphärische Turbulenz und geringere kurzwellige Strahlungseinträge gegenüber Freiflächen zu verzeichnen sind. Ebenso weichen die meteorologischen Bedingungen des im Kronenraum abgelagerten Schnees (Interzeption) sehr stark davon ab. So gelangt nur ein Teil des Niederschlags direkt auf den Waldboden (Bestandsniederschlag). Die Abbildung 2.7 zeigt die vertikale Gliederung der zuvor auf eine ebene Fläche bezogenen Prozesse.

Eine Übersicht über empirische Erhebungen und Daten hinsichtlich Schneeakkumulation und -ablation in Wäldern geben zum Beispiel [Varhola et al. \(2010\)](#). Als wesentliche Einflussgrößen werden u.a. genannt ([Varhola et al., 2010](#)):

- Schneefallintensität auf verschiedenen Zeitskalen sowie deren Variabilität zwischen einzelnen Jahren: Z.B. werde in Wäldern in Jahren mit wenig Schneefall weniger Schnee beobachtet als in angrenzenden Freiflächen. In durchschnittlichen Jahren relativiere sich diese Differenz.
- Größe von Lichtungen (Clearcuts): Kleinere Lichtungen ähnelten hinsichtlich der Schneeprozesse eher einem Waldbestand als dem offenen Gelände.
- Verteilung der Bäume im Bestand: Der Vergleich verschiedener Studien mit unterschiedlichen Ergebnissen zeige, dass der Grad der Waldbedeckung nicht als „physikalisches Attribut“ zur Beschreibung der unterschiedlichen Wirkung der

Schneeprozesse in unterschiedlich dichten Beständen und Freiflächen angesehen werden könne.

Die Energiebilanz in schneebedeckten Waldbeständen

Die zitierten Feststellungen legen nahe, dass eine einfache Modifikation der Energiebilanz nicht ausreichend ist, um die Unterschiede zwischen bewaldeten und nicht bewaldeten Flächen zu beschreiben. Waldbestände haben einen maßgebenden Einfluss auf Strahlungsprozesse, insbesondere auf die kurzwellige Strahlungsbilanz. Die Albedo eines Waldbestandes ist relativ gering (Harding und Pomeroy, 1996).

Die Wechselwirkungen des Bestandes und der Strahlungsprozessen sind von der Betrachtung des Maßstabs abhängig (siehe auch Abschnitt 2.4). Deshalb kann die Albedo nicht linear skaliert werden (Blöschl, 1999). Nadelbäume weisen im Allgemeinen eine geringere Albedo auf als der darunter liegende Waldboden. Die insgesamt relativ geringe Albedo von Wäldern belegt den Sachverhalt, dass der Waldbestand als ‚Strahlungsfalle‘ wirkt (Harding und Pomeroy, 1996). Je nach Maßstab kann eine Betrachtung auf Basis einzelner Bäume („branch scale“) mit multipler Reflexion oder im Maßstab des Kronenraumes („canopy scale“) erfolgen. Der Schnee auf den Bäumen ist demnach gleichermaßen den Einträgen kurzwelliger Strahlung ausgesetzt wie Schnee im freien Gelände. Da die Kapazität des Interzeptionsspeichers begrenzt ist, erhöhen die nicht vollständig durch Schnee bedeckten Zweige den Anteil der Absorption kurzwelliger Strahlung. Wegen der geringen Schneehöhen auf den Zweigen und Nadeln, wird auch ein Teil der Strahlung die geringmächtige Schneedecke passieren und wird dann absorbiert. Nakai et al. (1999) geben als Größenordnung für den Zuwachs der Albedo im Bestand nach Schneefall einen Wert von 10% an.

Der Anteil der Strahlung, der den Waldboden erreicht und damit für die Energiebilanz der Schneedecke relevant ist, wird durch die beschriebene Mehrfachreflexion und die Absorption im Bestand darüber deutlich verringert. Einen Eindruck, in welchem Maß die kurzwellige Strahlung in einem Bestand reduziert wird, vermittelt die Abbildung 2.8. An einigen wenigen Zeitpunkten können auch die oberhalb des Bestandes gemessenen Strahlungsflussdichten unterhalb der Bäume registriert werden.

Auch die langwellige Strahlungsbilanz unterscheidet sich im Bestand von nicht bewaldeten Flächen. Der Kronenraum emittiert abhängig von seiner Temperatur langwellige Strahlung. Diese weicht im Allgemeinen von der langwelligen Strahlung der Atmosphäre (langwellige Gegenstrahlung) ab. In wolkenfreien Nächten mit relativ geringen nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten wirkt der im Vergleich mit der Atmosphäre wärmere Kronenraum als geringere Senke in der Strahlungsbilanz, sodass die Strahlungsflussdivergenz an der Schneedecke unter den Bäumen geringer ist als im freien Gelände.

Etwas komplizierter ist die Situation bei den turbulenten Wärmeströmen. Schnee auf den Bäumen ist verglichen mit einer Freifläche stärker windexponiert. Infolgedessen können höhere Sublimationsraten auftreten, sofern Schnee im Interzeptionsspeicher

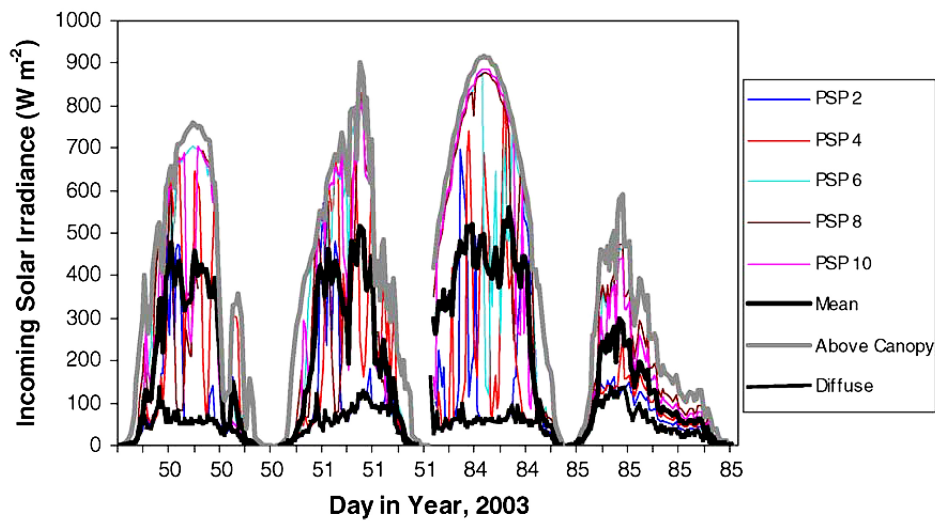


Abb. 2.8: Von Hardy et al. (2004) durchgeführte Messungen der kurzwelligen Strahlung an verschiedenen Standorten in einem Nadelwald für jeweils zwei Tage im Februar und März 2003. Die Abkürzung PSP steht für *Precision Spectral Pyranometer* und kennzeichnet jeweils einen Standort eines solchen Messgerätes. Entnommen aus Hardy et al. (2004).

vorhanden ist. In diesem Fall ist der sensible Wärmestrom deutlich geringer als der latente Wärmestrom. Darüber hinaus kann der sensible Wärmestrom auch als Energiequelle fungieren. An dieser Stelle sei kurz angemerkt, dass diese Situation mit unterschiedlichen Vorzeichen der turbulenten Wärmeströme auch im freien Gelände häufig auftreten kann (Marks et al., 2008), wobei in diesem Fall die turbulente Kopplung (durch die geringe Rauigkeit) weniger stark ausgeprägt ist. Ist der Kronenraum schneefrei, so dominiert im Allgemeinen der sensible gegenüber dem latenten Wärmestrom (Nakai et al., 1999).

Diese Zusammenhänge decken sich mit entsprechenden Feststellungen bei der Betrachtung der Regeninterzeption. Nach Oke (1987) kann der latente Wärmestrom in Wäldern mit gefüllten Interzeptionsspeichern den zwei- bis vierfachen Wert der Strahlungsbilanz erreichen. Der sensible Wärmestrom von der Luft in den Bestand ist damit eine wesentliche Energiequelle.

Die Abbildung 2.9 veranschaulicht dies an einem Beispiel. Verglichen werden Messungen des sensiblen und latenten Wärmestroms. Für beide Messhöhen wurde jeweils ein Eddy-Kovarianzsystem (bestehend aus Ultraschallanemometer, meteorologischen Standardmessungen sowie einem Gasanalysator für Wasserdampf und CO₂) eingerichtet. Die Tagesgänge des latenten Wärmestroms nehmen nach dem Schneefallereignis am Tag 73 bzw. 74 zu. Damit einher gehen Verschiebungen der Aufteilung der turbulenten Wärmeströme. Wie bei den kleineren, nachfolgenden Schneefallereignissen, führt die damit verbundene Schneeinterzeption einschließlich Sublimation zu einem höheren latenten Wärmestrom und zu einer Verringerung des sensiblen Wärmestroms. Unterhalb des Bestandes sind die turbulenten Wärmeströme in Relation zur Strahlungsbilanz über den Bäumen relativ gering, wobei der latente Wärmestrom einen größeren Teil an der Energiebilanz annimmt als der sensible Wärmestrom. Insgesamt beträgt die Sublimationsrate

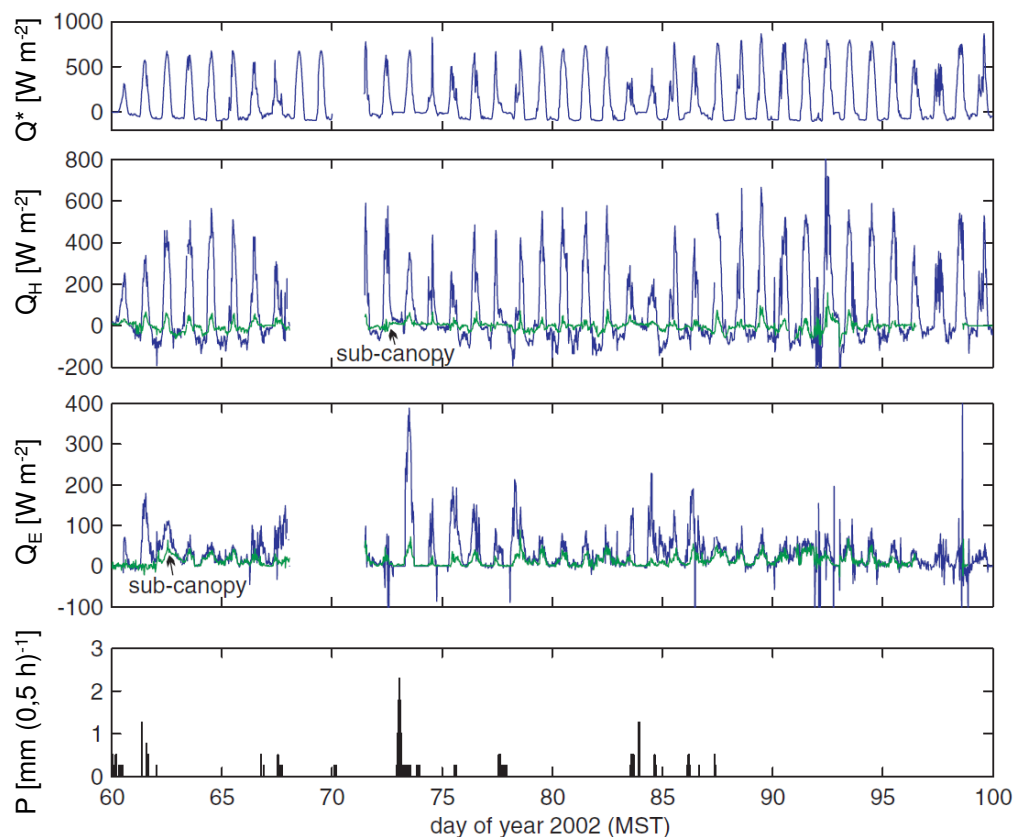


Abb. 2.9: Auswertung von Kovarianz-Messungen der turbulenten Wärmeströme Q_H und Q_E in einem Fichtenbestand (Messhöhe 1,7 m) und über den Bäumen (Messhöhe 21,5 m) in Colorado. Die Angaben der Strahlungsbilanz Q^* beziehen sich auf die Messhöhe über den Bäumen. Die blauen Linien kennzeichnen die Bedingungen über den Bäumen, wohingegen die grünen Linien die Verhältnisse im Bestand repräsentieren. Der gezeigte Ausschnitt der Zeitreihen bezieht sich auf Winterbedingungen. Entnommen aus [Molotch et al. \(2007\)](#).

im Durchschnitt $0,41 \text{ mm d}^{-1}$ im Bestand und $0,71 \text{ mm d}^{-1}$ für den Interzeptionsspeicher ([Molotch et al., 2007](#)).

Berücksichtigt man zudem noch die geringeren Windgeschwindigkeiten unter den Bäumen, so führen diese mikrometeorologischen Besonderheiten zu einer gedämpften Temperaturamplitude im Tagesverlauf unter den Bäumen, wie es auch auf die Beschreibung der turbulenten Wärmeströme zutrifft. Im Bestand wird zudem auch eine höhere Luftfeuchte beobachtet ([Strasser et al., 2011](#)).

Diese kurz skizzierte Modifikation der mikrometeorologischen Bedingungen in einem Wald hängt im Wesentlichen von der ‚Dichte‘ des Bestandes einerseits und einer eventuellen ‚Füllung‘ des Interzeptionsspeichers andererseits ab. Hinsichtlich der Heterogenität innerhalb des Bestandes gibt [Kuz'min \(1961\)](#) zu bedenken, insbesondere im Hinblick auf die Strahlung, dass Punktmessungen nicht ohne Weiteres auf einen ganzen Bestand übertragen werden können.

Untersuchungen der Interzeption und Sublimation auf der Zweig- und Baumskala

Auch wenn [Varhola et al. \(2010\)](#) auf Grundlage ihrer umfangreichen Recherchen zu dem Schluss gelangen, dass die Waldbedeckung oder Dichte nicht strenggenommen als physi-

kalischer Parameter genutzt werden kann, sollen hier einige Beispiele genannt werden, wie von einem solchen Schätzwert auf die Wirkung des Bestandes hinsichtlich der o.g. Schneeprozesse geschlossen werden kann. Zur Ermittlung des Anteils der Strahlungsabschattung sowie des Bestandsniederschlages muss trotz dieser Einschränkungen ein Flächenanteil festgelegt werden, welcher durch die Vegetation bedeckt ist. Eine Formel zur Berechnung dieses Vegetationsbedeckungsgrades F_C aus dem Blattflächenindex (leaf area index, LAI) wurde von (Pomeroy et al., 2002) als Regression aus Beobachtungen abgeleitet:

$$F_C = 0,29 \cdot \ln(LAI) + 0,55 \quad (2.21)$$

Zunächst werden in diesem Zusammenhang Beispiele und Experimente, die sich auf einzelne Bäume beziehen, genannt. Dabei soll auch die Interzeptionskapazität von Bäumen in Bezug auf Schnee untersucht werden. Dieser Aspekt soll hier zunächst vorweg gegriffen werden, bevor auf die Wirkung eines Bestandes eingegangen wird.

Die Messung der Interzeption von Schnee auf Bäumen ist nicht einfach. Lundberg und Halldin (2001) geben eine Übersicht über gängige Methoden und konstatieren, dass Experimente, welche Zweige oder ganze Bäume wiegen, am geeignetsten sind, um die Schneeeinterzeption kontinuierlich zu messen. Andere Methoden, wie die Eddy-Kovarianz-Technik oder die Messung des Bestandsniederschlages, um zwei Beispiele zu nennen, geben zwar wichtige Einblicke, erlauben jedoch keine Ableitung von Zeitreihen der Schneebedeckung auf einem Zweig bzw. Baum. Lysimeter erlauben wegen der zusammenfassenden Wirkung keine Differenzierung zwischen auf und unter dem Baum abgelagertem Schnee.

Solche Experimente, bei denen ganze Bäume gewogen werden, zum Teil auch künstliche „Weihnachtsbäume“ (Pomeroy und Schmidt, 1993), werden zum Beispiel von Schmidt (1991), Hedstrom und Pomeroy (1998), Storck et al. (2002) und Montesi et al. (2004) beschrieben. Montesi et al. (2004) fassen die Vor- und Nachteile künstlicher Bäume zusammen: Als Vorteil gelten die Vergleichbarkeit zwischen Experimenten, die bekannte Oberfläche der Nadeln und die Tatsache, dass es keine Gewichtsänderungen über die Zeit gibt. Als Nachteil können die starren Nadeln, die fehlende temperaturabhängige Elastizität der Zweige sowie materialbedingte Unterschiede in der Wärmeübertragung genannt werden. Trotz der genannten Nachteile gelten künstliche Bäume für die Messung der Sublimation als geeignete Instrumente (Montesi et al., 2004).

Es gibt eine Vielzahl von Untersuchungen zur Quantifizierung der Interzeption von Schnee auf Bäumen sowie deren zeitliche Entwicklung. Nach Lundberg und Halldin (2001) liegen die maximalen Kapazitäten für Schnee rund eine Größenordnung über den entsprechenden Werten für Regen. Brechtel (1996) gibt für die Schneeeinterzeption in Nadelwäldern an, dass die maximalen Interzeptionskapazitäten „die für Regen ermittelten Werte von bis zu 8 mm um ein Vielfaches übersteigen“ können. Bei ihren Untersuchungen mit an Masten installierten Bäumen in Kanada ermittelten Hedstrom und Pomeroy (1998) Interzeptionskapazitäten von 3,5 mm für sogenannte Banks-Kiefern

(*Pinus banksiana*) und 7 mm für Schwarzfichten (*Picea mariana*). Teilweise werden auch Werte deutlich von bis zu ca. 30 mm angegeben (Pomeroy et al., 1998; Lundberg und Halldin, 2001; Koivusalo und Kokkonen, 2002; Storck et al., 2002). Interessanterweise gelangen Storck et al. (2002) zu dem Ergebnis, dass die Unterschiede zwischen den Interzeptionskapazitäten verschiedener Bäume, wie Douglasie (*Pseudotsuga menziesii*), Kolorado-Tanne (*Abies concolor*), Gelb-Kiefer (*Pinus ponderosa*) und Küstenkiefer (*Pinus contorta*) minimal sind. Dabei ist allerdings zu beachten, dass es sich hierbei um bevorzugt in Nordamerika endemische Baumarten handelt. Typische Werte der Interzeptionskapazität werden in dieser Studie mit 30 mm angegeben, wobei auch 40 mm vereinzelt beobachtet wurden.

Die in den zitierten Studien genannten Sublimationsraten können wiederum nicht ohne Weiteres untereinander verglichen werden, da sie auch vom Klima, insbesondere auch von der Anzahl von Schneefallereignissen abhängen. Typische Werte der Sublimationsrate können je nach Wetterbedingungen Werte von $0,5 \text{ mm h}^{-1}$ erreichen (Lundberg und Halldin, 2001; Storck et al., 2002). Einen rechnerischen Ansatz zur Beschreibung dieser Schneeinterzeptionsprozesse schlägt Schmidt (1991) vor. Bei Vergleichen der gemessenen Sublimation eines gewogenen künstlichen Nadelbaumes mit einem theoretischen Eissphärenmodell, welches die meteorologischen Bedingungen berücksichtigt, zeigen nach Schmidt (1991) hohe Korrelationen. Dieses Eissphärenmodell wird in den nächsten Absätzen kurz beschrieben.

Ein Berechnungsansatz

Ausgehend von diesen besonderen mikrometeorologischen Besonderheiten und der Tatsache, dass im Grunde eine getrennte Betrachtung von Schnee auf und unter den Bäumen erforderlich ist, sollen nachfolgend noch einige Ansätze zur Berechnung qualitativ erläutert werden (die Formeln sind in der zitierten Literatur vollständig enthalten). Wegen der Skalenabhängigkeit bei der Betrachtung der beschriebenen Prozesse müssen für praktische Anwendungen nicht nur Annahmen für einen einzelnen Baum sondern für einen ganzen Bestand vereinbart werden.

Wie zuvor angedeutet, konnte Schmidt (1991) eine gute Übereinstimmung von beobachteten und mit einem Eissphärenmodell berechneten Sublimationszeitreihen feststellen. Dieses Eissphärenmodell basiert auf den Windtunnel-Experimenten von Thorpe und Mason (1966). Dabei untersuchten die Autoren die Sublimation kleiner Eispartikel von 0,3 bis 1,8 mm Durchmesser bei definierten Bedingungen von Anströmgeschwindigkeit, Temperatur und Luftfeuchte (Untersättigung). Aus den Datenerhebungen der Experimente konnten Thorpe und Mason (1966) die Massenänderung unter Berücksichtigung der Umgebungsbedingungen eines thermodynamischen Gleichgewichts zwischen latenter Wärmeübertragung, dem damit verbundenen Massentransport und dem konvektivem Wärmetransport aus der umgebenden Luft rechnerisch beschreiben (Schmidt, 1991).

Pomeroy und Schmidt (1993) entwickelten die von Schmidt (1991) gesammelten Erkenntnisse weiter, indem sie Überlegungen formulierten, wie Eispartikel auf den Nadeln mit Hilfe der Erkenntnisse aus dem zuvor geschilderten Experiment im Hinblick auf

Sublimationsverluste beschrieben werden können. Als wesentliches Argument wird die geringere Exposition von interzeptiertem Schnee gegenüber der Ventilation genannt. Um die von Schmidt (1991) ermittelten Zusammenhänge zwischen Sphären- und Zweigskala theoretisch zu verbessern, bedienten sich Pomeroy und Schmidt (1993) der fraktalen Geometrie. Aus zahlreichen Fotografien von schneebedeckten Zweigen von Banks-Kiefern und Weißfichten (*Picea glauca*) konnten Pomeroy und Schmidt (1993) eine hohe Korrelation von Umfang und Fläche solcher Schneeablagerungen auf verschiedenen Bäumen mit Korrelation von 0,98 nachweisen. Aus Fotografien von Ausschnitten eines Bestandes konnten ähnliche Zusammenhänge auf der nächsten Skala erfasst werden. Eine wesentliche Erkenntnis ist, dass der rechnerische Zusammenhang zwischen Sphäre und Zweig bzw. Bestand über die fraktale Geometrie hergestellt werden kann, da Pomeroy und Schmidt (1993) sehr ähnliche Werte für die fraktale Dimension von Zweigen und Beständen im Bereich von ca. 1,2 bis 1,4 nachweisen konnten. Mit Hilfe dieser Erkenntnisse ist eine skalenkorrigierte Anwendung des Spärenmodells auf Waldbestände möglich.

Pomeroy et al. (1998) fassten diese Erkenntnisse in einer Modellformulierung zur Beschreibung der Sublimation auf der Skala eines Bestandes zusammen. Um auch die zugehörigen Mechanismen der Interzeption rechnerisch zu erfassen, wird der zuvor beschriebene Ansatz mit dem physikalisch begründeten Interzeptionsmodell nach Hedstrom und Pomeroy (1998) kombiniert. Letzteres berücksichtigt die Wirkung der Interzeption auf Grundlage von meteorologischen Variablen. Um nicht nur die Wirkung auf einzelne Bäume zu untersuchen, berücksichtigten Hedstrom und Pomeroy (1998) an einer Messvorrichtung aufgehängte Bäume in einem Bestand, um ihre Modellformulierungen zu vergleichen. Im Modell wird auch die Bestandsgeometrie dahingehend erfasst, dass Schnee zum Teil durch den vorherrschenden Wind zusätzlich an den Bäumen abgelagert wird anstatt durch die Lücken zu fallen. Damit wird neben der Kenntnis von Blattflächenindex und Bestandsdichte auch der Bestandsskala Rechnung getragen. Die Wirkung von Schneefall zur Füllung und höheren Entleerungsraten bei hohen Windgeschwindigkeiten werden nach Hedstrom und Pomeroy (1998) realistisch abgebildet. Zur Abschätzung der maximalen Interzeptionskapazität I_{max} schlagen Hedstrom und Pomeroy (1998) die folgende Formel vor, welche auf dem Blattflächenindex (LAI) beruht:

$$I_{max} = 4,4 \cdot LAI \quad (2.22)$$

Der Wert von 4,4 in Gleichung 2.22 wurde später von Liston und Elder (2006a) empfohlen. Dieses kombinierte, von Pomeroy et al. (1998) beschriebene Modell liefert auch im Hinblick auf die Sublimation gute Ergebnisse (ebenda) und stellt damit ein prozessbasiertes Schnee-Interzeptionsmodell für die Bestandsskala dar. Weitere in diesem Zusammenhang relevante Untersuchungen zielen auf die Entwicklung einer modellhaften Beschreibung sämtlicher Schneeprozesse in einem Wald ab. So entwickelten beispielsweise Link und Marks (1999) und Hellström (2000) eine Strahlungskorrektur für die Beschreibung der meteorologischen Situation unter den Bäumen.

Eine vollständige, auf der beschriebenen Grundlage basierende Prozessbeschreibung eines Interzeptionsspeichers und eines Waldbodenschneespeichers stellen [Gelfan et al. \(2004\)](#) und [Liston und Elder \(2006a\)](#) vor. Darauf aufbauend erweiterten [Strasser et al. \(2011\)](#) diesen Ansatz um weitere Modifikationen der meteorologischen Variablen unter dem Bestand. Ähnlich wie von [Liston und Elder \(2006a\)](#) beschrieben, handelt es sich bei der von [Strasser et al. \(2011\)](#) umgesetzten Variante um ein vollständiges Schneemodell, welches Schneeprozesse auf Freiflächen und Schneedecken unter Bäumen beschreiben kann.

Die hier kurz skizzierten Ansätze sollen nur einen Überblick über die prinzipielle Vorgehensweise, die diesen Modellen zu Grunde liegt, geben. Die einzelnen Berechnungsvorschriften können den oben zitierten Literaturquellen entnommen werden.

Alternative Modellvorstellungen werden zum Beispiel von [Koivusalo und Kokkonen \(2002\)](#) vorgestellt. Spezielle Verhältnisse herrschen in geschädigten Waldbeständen ([Boon, 2009](#)). So gehen zum Beispiel [Hardy et al. \(1998\)](#) und [Hardy et al. \(2000\)](#) auf Ablagerungen von Nadeln auf die Schneedecke unter den Bäumen ein und beschreiben Effekte auf die Albedo. Darüber hinaus untersuchen [Burles und Boon \(2011\)](#) die Energiebilanzkomponenten der Schneedecke in einem Bestand nach einem Waldbrand und geben mögliche Werte für Modellparameter an. Problematisch ist zudem die Vergleichbarkeit von modellierten und beobachteten Interzeptionskapazitäten sowie der Abbau des Speichers durch Sublimation und Ablagerungen auf den Waldboden. [Bartlett et al. \(2006\)](#) weisen in diesem Zusammenhang insbesondere auf die nur in geringem Umfang vorhandenen Untersuchungen für Laubwälder hin.

Fasst man die wesentlichen Erkenntnisse über die besonderen Prozesse eines schneebedeckten Waldes zusammen, lässt sich folgern, dass die zugrunde liegenden Wechselwirkungen komplex sind und die ohnehin nicht immer einfach zu quantifizierbaren Energiebilanzkomponenten in Wäldern weiteren Einflüssen unterliegen. In den vergangenen Jahren konnten allerdings geeignete Modellbeschreibungen entwickelt werden, die eine prozessbasierte Modellierung ermöglichen.

2.2 Schneehydrologisch relevante Beobachtungen

2.2.1 Stationsdaten

Messungen an Stationen sind grundlegend für die Beobachtungen des Wetters (bzw. in einem breiten Kontext des Klimas) sowie von Einzugsgebietsprozessen. Meteorologische Stationen dienen der Beobachtung des atmosphärischen Zustands. Dieser ist maßgebend für hydrologische Prozesse auf der Einzugsgebietsskala, wie zum Beispiel Abflussbildung oder Verdunstung. Idealerweise werden an diesen Stationen auch Beobachtungen von Schneedeckeneigenschaften durchgeführt. An Pegelmessstellen eines Gewässers wird üblicherweise der Wasserstand gemessen. Zusätzliche Einzelmessungen des Wasserstandes und des Abflusses erlauben den Aufbau einer sogenannten Schlüsselkurve, die eine laufende Umrechnung des kontinuierlich beobachteten Wasserstandes in den Abfluss

erlaubt. Letzterer integriert sämtliche Prozesse auf der Einzugsgebietsskala und ist damit eine relativ genau bestimmbare Größe des Wasserhaushalts von Einzugsgebieten.

Punktbeobachtungen im Einzugsgebiet

Meteorologische Beobachtungen werden in der hydrologischen Modellierung zur Simulation hydrologischer Prozesse benötigt. Einfache Niederschlag-Abflussmodelle setzen im Allgemeinen nur Niederschlagsbeobachtungen voraus. Soll der Wasserhaushalt von Einzugsgebieten untersucht werden, muss mindestens noch die Temperatur als weitere Größe berücksichtigt werden, um die Evapotranspiration abschätzen zu können. Komplexere Wasserhaushaltsmodelle, mit detaillierter Beschreibung sind im Allgemeinen auf weitere Beobachtungen, wie relative Luftfeuchtigkeit, Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit, angewiesen. Sollen diese Wasserhaushaltsmodelle zudem auch Hochwasserereignisse abbilden können, müssen die genannten Beobachtungen in hoher zeitlicher Auflösung (Stundenwerte) bereitstehen. Häufig liegen nur Tageswerte oder zumindest drei Werte pro Tag vor, sodass sich bestimmte Prozesse damit nicht rekonstruieren lassen. Diese Problematik von verfügbaren Eingangsdaten auf der einen und den hohen Anforderungen der verschiedenen Modelle auf der anderen Seite (siehe Abschnitt 2.3) wird in diesem Kapitel detailliert beschrieben. In Tabelle 2.2 sind anhand eines Beispiels typische Stationsdichten für meteorologische Größen zusammengestellt, die für die Abbildung hydrologischer Prozesse relevant sind. Das Beispiel zeigt, dass die wesentlichen meteorologischen Größen auf Stundenbasis bereitgestellt werden können. Die Variable Niederschlag wird in diesem Beispiel am besten repräsentiert, gefolgt von der Temperatur. Die übrigen Variablen liegen zum Teil in deutlich geringer Dichte vor.

Tab. 2.2: Messnetzdichte von relevanten meteorologischen Beobachtungen für das Einzugsgebiet der Aller bis zur Mündung in die Weser, wie es mit Stand 14. Januar 2013 im Vorhersagemodell der Aller berücksichtigt wird. Quelle: M. Anhalt, NLWK, Hildesheim, persönliche Mitteilung.

Variable	Einheit	Messintervall	Messnetzdichte [km ² Station ⁻¹]
Niederschlag	mm	< 1 h	132
Schneehöhe	cm	< 1 h bzw. 1 d	546
Temperatur	°C	< 1 h	283
Luftfeuchte	%	1 h	460
Windgeschwindigkeit	m s ⁻¹	1 h	460
Luftdruck	hPa	1 h	1052
Sonnenscheindauer	min h ⁻¹	1 h	775
Globalstrahlung	J cm ⁻² d ⁻¹	d	1841

An vielen Messstellen werden neben den üblichen Beobachtungen meteorologischer Elemente auch Schneehöhen im Winter registriert. Üblicherweise liegt täglich eine Terminwertablesung um 6:00 Uhr UTC (7:00 Uhr MEZ) vor. Vorgaben für die Messung von Schneedeckenparametern sowie deren Definitionen sind zu finden in UNESCO/IASH/WMO (1970) und DVWK (1994). Laut UNESCO/IASH/WMO (1970) müssen für den Ort einer Messstelle die folgenden Voraussetzungen erfüllt sein:

- repräsentativ für ein bestimmtes Gebiet

- Einhaltung sämtlicher Standards bei der Messung

Je nach Fragestellung und Gebiet können diese Anforderungen nicht gleichermaßen erfüllt werden, sodass bei der Interpretation von Beobachtungsmaterial stets die Lage und der Aufbau der Messstation Berücksichtigung finden sollten.

Der am einfachsten zu bestimmende Schneedeckenparameter ist die Schneehöhe H , auch Gesamtschneehöhe oder Schneehöhemächtigkeit genannt. Sie entspricht dem lotrechten Abstand zwischen Schnee- und Bodenoberfläche und wird mit einem fest installierten Schneepegel oder mit einem Zollstock mit Zentimetereinteilung gemessen, sofern der Schneebedeckungsgrad $\geq 50\%$ ist (siehe Tab. 2.3). Es liegen entweder Terminwerte vor (in Deutschland 6:00 UTC) oder kontinuierliche Aufzeichnungen mit einem Ultraschallpegel. Eine Schneehöhenmessung erfolgt meistens parallel zur Entleerung und Messung der Sammelkanne des Hellmann-Niederschlagsmessers. Beim Eintragen der Schneehöhen und Niederschlagssummen der vergangenen 24 Stunden wird auch meist ein Vermerk für die Niederschlagsart ergänzt.

Auf einem speziell dafür vorgesehenen, nach Messung zu räumenden Schneebrett wird die Neuschneehöhe zusätzlich täglich gemessen. Nach DVWK (1994) ist für die Messung der Schneedeckenhöhe eine mehrere Quadratmeter große ebene Fläche auszuwählen, die sich weder direkt neben hohen Gebäuden befindet noch windexponiert ist.

Tab. 2.3: Klassifizierung des Schneebedeckungsgrades (aus DWA, 2011). Der Schneebedeckungsgrad wird von der Beobachterin / vom Beobachter in der Umgebung der Station visuell geschätzt.

Bedeckungsgrad des Bodens	Bezeichnung
100 %	geschlossen
$\geq 50\%$ und $< 100\%$	durchbrochen
$\geq 10\%$ und $< 50\%$	Flecken
$< 10\%$	Reste

Wasserwirtschaftlich interessanter als die Schneehöhe ist das Wasseräquivalent der Schneedecke (*snow water equivalent* = SWE)¹⁰. Es gibt die Wassermenge in Millimetern an, welche sich durch Abschmelzen des Schnees ergibt. H und SWE stehen mit der Lagerungsdichte ρ_{bulk} im Zusammenhang. Der Begriff Schneedichte kann auch auf einzelne Schichten der Schneedecke bezogen werden, wohingegen die Lagerungsdichte die gesamte Mächtigkeit der Schneedecke erfasst:

$$\rho_{bulk} = \frac{SWE}{H} \quad (2.23)$$

Mit H , umgerechnet in Meter, und SWE in Millimeter (entspricht gemäß der o.g. Definition kg m^{-2}) erhält man die Lagerungsdichte in kg m^{-3} .

Die Messung der Dichte oder auch des Wasseräquivalents gestaltet sich aufwendiger als die einfache Messung der Schneehöhe. Das Wasseräquivalent der Schneedecke wird

¹⁰In dieser Arbeit wird in Anlehnung an die englischsprachige Literatur für das (absolute) Wasseräquivalent der Schneedecke im Folgenden die Abkürzung SWE verwendet.

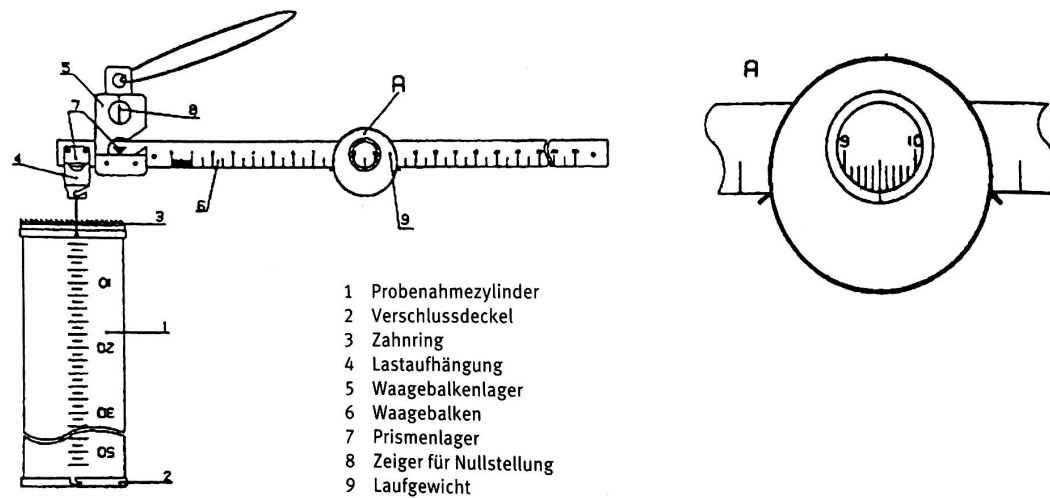


Abb. 2.10: Prinzipskizze einer Schneesonde zur Messung des Wasseräquivalents der Schneedecke. Entnommen aus DWA (2011).

entweder durch Auftauen oder Wägen eines Schneesolumens ermittelt. Die letztgenannte Messmethode kann zum Beispiel mit einer sogenannten Schneesonde durchgeführt werden (siehe Abb. 2.10). Mit dem Probenahmezylinder wird eine ungestörte Probe aus der Schneedecke ausgestochen und an den Waagebalken befestigt. Um diesen Waagebalken einschließlich der angehängten Probe horizontal auszurichten, wird das in der Abbildung 2.10 vergrößert dargestellte Laufgewicht entsprechend entlang des Waagebalkens verschoben. Durch Ablesen des vom Laufgewicht gekennzeichneten Wertes erhält man den sogenannten Skalenwert, welcher durch Multiplikation mit dem Wert 10 das Wasseräquivalent ergibt (DWA, 2011).

Der in der Hydrologie bedeutende Schmelzabfluss wird üblicherweise an sogenannten Schneelysimetern direkt gemessen. Eine typische Ausführung eines solchen Schneelysimeters ist zum Beispiel bei Morin et al. (2012) für die Station Col de Porte in den französischen Alpen beschrieben. Dort wurden zwei Schneelysimeter installiert, eines mit einer Grundfläche von 1 m^2 , ein weiteres mit 5 m^2 . Die Entwässerung wird über Leitungen zu einer wägenden Messanordnung unterhalb der Flächen transportiert und automatisch registriert. Anstelle der wägenden Messanordnung kann beispielsweise auch ein Kippwaagensystem, wie es bei Niederschlagsmessern üblich ist, verwendet werden. Dieses Messprinzip wird beispielsweise von der Harzwasserwerke GmbH eingesetzt (F. Eggelsmann, persönliche Mitteilung).

Die Messung von Schneedeckenparametern ist aufwendig und erfordert daher teure automatische Messtechnik oder Personal zur Ablesung der entsprechenden Messstellen. Daher liegen die für viele schneehydrologische Fragestellungen erforderlichen Punktmessungen nicht in der erforderlichen Dichte vor, die zur Erfassung der Prozessvariabilität in Raum und Zeit erforderlich sind Blöschl (1999). Aus diesem Grund stellen Pohl et al. (2012) eine kostengünstige Klimastation einschließlich Schneehöhenmessung mit einem Herstellungspreis von weniger als 300 Euro vor, welche insbesondere für schneehydrolo-

gische Fragestellungen ausgerichtet ist. Der Vorteil solcher Systeme ist, dass man auch bei einem geringem Projektbudget eine relativ hohe Stationsdichte erreichen kann, um die räumliche Variabilität der Schneeprozesse besser erfassen zu können.

In den USA wurden in abgelegenen Gebieten sogenannte SNOTEL-Stationen aufgebaut (SNOwpack TELelemetry System), die batteriebetrieben im Einsatz sind und die Messdaten über Ultrakurzwelle aussenden (DeWalle und Rango, 2008). Neben den für automatische Wetterstationen üblichen Standardmessungen werden zudem die Schneehöhe mit einem Ultraschallmessgeber sowie das Wasseräquivalent der Schneedecke aufgezeichnet. Dabei wird das Gewicht der Schneedecke über einen Drucksensor aufgezeichnet, der den Druck eines mit Frostschutzmittel gefüllten Druckkissens registriert. Derzeit werden ca. 730 solcher Stationen vom Natural Resources Conservation Service (NRCS) betrieben. Die Daten können online abgerufen werden (NRCS, 2013).

Pegelmessstellen am Gewässer

Wie bereits zu Beginn dieses Abschnitts erläutert, repräsentieren Pegelbeobachtungen die Gesamtwirkung der hydrologischen Prozesse des Einzugsgebietes. Wegen der im Allgemeinen kontinuierlichen Registrierung des Wasserstandes, werden Abflussganglinien¹¹ mit Hilfe der aus zahlreichen Einzelmessungen erstellten Schlüsselkurve abgeleitet. Die Beobachtungen von Pegelmessstellen sind die am häufigsten herangezogenen Vergleichsdaten zur Evaluierung hydrologischer Modelle. Da diese Beobachtungen sowie deren standardmäßige Auswertung grundlegend in der Hydrologie sind, sollen sie hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden.

Auch wenn Aufzeichnungen von Pegelmessstellen eine integrale Betrachtung aller Prozesse auf der Skala des Einzugsgebietes ermöglichen, so können Auswertungen von Abflussganglinien auch Hinweise auf Schmelzvorgänge im Einzugsgebiet geben. Nach Lundquist und Dettinger (2005) können aus der zeitlichen Differenz zwischen maximaler Schneeschmelzintensität und dem folgenden lokalen Maximum des Abflusses in kleinen Einzugsgebieten bis ca. 30 km² Schätzungen hinsichtlich der Wasserreserven in der Schneedecke während der Schneeschmelze abgeleitet werden.

¹¹Gemäß DIN 4049, Teil 3 (DIN, 1994) gilt der Begriff Durchfluss allg. für einen Volumenstrom an einem bestimmten Querschnitt. Kann dieser Wert einem Einzugsgebiet zugeordnet werden, wird der Begriff Abfluss verwendet. Häufig wird im Zusammenhang mit Pegelaufzeichnungen der aus der Schlüsselkurve ermittelte Volumenstrom dem Abfluss des Gebietes gleichgesetzt, obwohl mögliche Fließwege im Grundwasser nicht erfasst werden. Die Verwendung des Begriffes Durchfluss ist daher streng genommen korrekter. In der vorliegenden Arbeit wird jedoch davon ausgegangen, dass der Durchfluss an einem Pegel auch den Abfluss des Einzugsgebietes repräsentiert.

2.2.2 Fernerkundungsdaten

„The past decade has seen major advances in remote-sensing instrumentation as well as modeling and analysis techniques. Collaborations within and external to the community of snow scientists have helped identify knowledge gaps, leading to major field campaigns aimed at finding innovative and tractable methods for filling these gaps. For the first time, groups of snow scientists have been at the forefront in proposing new satellite missions that are specific to seasonal snow. Still, much remains to be done.“

Anne Nolin (2010)

Die Fernerkundung von Schneedeckenparametern ist ein sehr umfangreiches Spezialgebiet bei aktuellen wissenschaftlichen Themen im Bereich der Schneehydrologie, wie es das o.g. Zitat von Nolin (2010) erahnen lässt. Der große Vorteil von Fernerkundungsmethoden ist, dass flächendeckende Informationen über gewünschte Parameter abgeleitet werden können. Diesem Aspekt wird eine übergeordnete Bedeutung beigemessen, da auch aus Sicht der Modellierer zuverlässige Informationen auf größeren Skalen abgeleitet werden müssen (Kirnbauer et al., 1994). Auch wenn in der vorliegenden Arbeit keine Fernerkundungsdaten verwendet werden, soll ein kurzer Überblick über deren Entwicklungsstand mit Bezug zur Schneehydrologie gegeben werden, ohne dabei eine umfassende theoretische Abhandlung zu liefern. Beobachtungen von Schneedeckenparametern können nicht nur als Vergleichsgrundlage zur Überprüfung von Modellen verwendet werden, sondern sie können auch als Randbedingungen für Modelle vorgegeben werden (Assimilation). Im letztgenannten Fall stellen sie - ähnlich wie die Analysedaten aus Kapitel 5 - eine weitere Datenquelle für den operationellen Betrieb von Schneemodellen dar.

Das zitierte Review-Paper von Nolin (2010) sowie Barry und Gan (2011) geben einen relativ aktuellen, wenngleich sehr zusammengefassten Überblick mit vielen Verweisen auf technische Detailfragen in der Fernerkundung. Ein Schwerpunkt wird auf die Anwendbarkeit der Methoden für die mesoskalige Einzugsgebietsmodellierung gelegt, was die prinzipiell verfügbaren Wellenlängenbereiche für die Beobachtung bereits einschränkt.

Man unterscheidet zunächst passive und aktive Fernerkundungsmethoden. Die erstgenannten detektieren von anderen Objekten emittierte oder reflektierte Strahlung, wohingegen aktive Fernerkundungssysteme Strahlung emittieren und das zurückgestreute Signal detektieren (z.B. RADAR). Sensoren zur (passiven) Erfassung von sichtbarem Licht, nahem Infrarot und thermischem Infrarot (siehe Tabelle 2.1) werden zum Teil als optische Systeme zusammengefasst, da insbesondere für den sichtbaren Spektralbereich zahlreiche Kanäle (Wellenlängen) vorhanden sind. Mit diesen optischen Systemen können räumliche Auflösungen im Bereich von 100 m und zum Teil auch darunter bei akzeptablen Beobachtungsintervallen von Satelliten erfasst werden. Im Wellenlängenbereich von Mikrowellen weisen passive Systeme räumliche Auflösungen im Kilometerbereich auf und sind dabei häufig zu grob für Fragen in der Einzugsgebietshydrologie. Hingegen

erreichen aktive Verfahren, wie das ‚Synthetic Aperture Radar‘ (SAR), Auflösungen ähnlicher Größenordnungen (und zum Teil noch darunter) wie die passiven Sensoren im sichtbaren Wellenlängenbereich. Nachfolgend werden einige Beispiele aufgeführt.

Ableitung der Schneebedeckung aus VIS/IR-Daten

Schnee hat besondere Eigenschaften hinsichtlich der Reflexion im Wellenbereich des sichtbaren Lichts. Das spektrale Reflexionsvermögen (also die Albedo bei einer bestimmten Wellenlänge) nimmt mit zunehmender Wellenlänge gemäß Abbildung 2.1 ab. Insgesamt kann die Breitbandalbedo (Betrachtung mehrerer Wellenlängen) dennoch als insgesamt hoch bezeichnet werden. Mit Werten von mehr als 0,5 hat Schnee eine deutlich höhere Albedo als viele andere natürliche Oberflächen auf der Erde, wie zum Beispiel Wasser, Wüsten oder Vegetationsflächen. Besonders hervorzuheben sind die Wellenlängenbereiche bei 1,6 μm und 2,1 μm für die Schnee sehr geringe Reflexionsgrade aufweist und damit in diesen Bändern die Strahlung größtenteils absorbiert.

Ein generelles Problem stellen in diesem Zusammenhang allerdings Wolken dar. Diese weisen ähnlich hohe Reflexionsgrade im sichtbaren Wellenlängenbereich auf. Neben der Tatsache, dass Wolken die Beobachtung von Schnee behindern, treten häufig auch Probleme bei der Unterscheidung von Schnee und Wolken auf. Für deren Differenzierung hebt Dozier (1989) die folgenden Kriterien hervor:

- Die, verglichen mit Schneekristallen, kleineren Wolkentröpfchen und Eiskristalle neigen eher zur Streuung von Strahlung.
- Im Bereich von ca. 1,6 μm absorbiert Eis mehr Strahlung als Wasser.
- Wegen der größeren optischen Dicke von mächtigen Schneeschichten reflektieren mächtige Schneedecken mehr Strahlung als dünne Eiswolken.

Daneben können auch Wellenlängen im thermischen Infrarot hinzugezogen werden, um die Oberflächentemperatur zu schätzen. In Anlehnung an den bekannten Normalized Difference Vegetation Index (siehe z.B. Huete et al., 2002) stellt Dozier (1989) ein Ableitungsverfahren vor, welches später als Normalized Difference Snow Index (NDSI, Hall et al., 2002) für die automatische Ableitung schneebedeckter Flächen verwendet wurde. Dabei werden, ähnlich wie bei dem bekannten Vegetationsindex, Differenzen in den Spektralbereichen als Kriterium bewertet. Im Falle von Schnee wird eine Wellenlänge des sichtbaren Bereiches sowie die o.g. Wellenlänge mit sehr geringer Reflexion verwendet.

Die abnehmende Reflexion mit zunehmender Größe der Schneekristalle bzw. Partikel, wie es auch aus Abbildung 2.1 auf Seite 11 hervorgeht, ändert damit auch die radiometrischen Eigenschaften der Schneedecke im Zuge der Metamorphose. Daneben muss beachtet werden, dass Schnee ein anisotroper Reflektor ist. Diese Eigenschaft ändert sich im Laufe der Zeit: Während bei Neuschnee noch nahezu isotrope Streuung vorherrscht, kann sich dies mit zunehmender Metamorphose und tief stehender Sonne zu einer spiegelähnlichen Reflexion hin verschieben (Hall et al., 2001). Diese Effekte, wie auch

atmosphärische Einflussgrößen, müssen bei der Auswertung der Rohdaten der Satellitensensoren berücksichtigt werden und zwar auch insbesondere dann, wenn neben der Schneebedeckung auch Parameter, wie die effektive (oprische) Eispartikelgröße (Nolin und Dozier, 2000) oder die Schneeralbedo (Stroeve et al., 1997), ausgewertet werden sollen.

Ein gängiges und vielfach eingesetztes System in der Hydrologie sind MODIS-Daten (Hall et al., 2002). Es existieren zahlreiche fertige Produkte, die über das Internet bezogen werden können. Die zwei seit 2000 (Terra) bzw. 2002 (Aqua) vorhandenen Satelliten mit dem MODIS-Sensor liefern täglich Schneeedaten auf 500 m-Basis. Das ursprüngliche Verfahren wurde zudem um eine Verbesserung der Schneeererkennung in Wäldern (Klein et al., 1998) sowie um ein Zusatzprodukt mit Prozentangaben der Schneeralbedo ergänzt (Klein und Stroeve, 2002).

Schwierig bei der Auswertung solcher Daten für hydrologische Fragestellungen ist zum einen das trotz vieler Anstrengungen immer noch vorhandene Problem der Kartierung von Schnee in Wäldern (Schnee im Interzeptionsspeicher vs. Schnee unterhalb eines dichten Bestandes), das für alle Fernerkundungstechniken gleichermaßen verbessert werden müsse (Nolin, 2010). Eine weitere Schwierigkeit für optische Satellitendaten stellen lange Zeiträume mit Bewölkung dar, die den ‚Blick‘ auf die Schneedecke verhindern. Für teilweise bewölkte Szenen wurden jedoch zahlreiche Verfahren zur Interpolation bzw. Extrapolation der Schneebedeckung unter Wolken entwickelt. Eine Statistik auf Basis von sogenannten „Snow Cover Units“, eine an Hydrotopen angelehnte Zusammenfassung von Flächen ähnlicher Eigenschaften hinsichtlich der Schneebedeckung, stellen Ehrler und Schaper (1997) vor. Durch Kombination beider Satelliten erhalten Parajka und Blöschl (2008a) eine um 10% bis 20% gesteigerte Rate der Übereinstimmung mit Stationsbeobachtungen in Österreich. In einer neueren Untersuchung zeigen Parajka et al. (2010), dass mit einem automatisierten Verfahren zur Ermittlung der Schneegrenze selbst noch brauchbare Ergebnisse auf Grundlage der zeitlichen Interpolation erzielt werden können, wenn 90% der Szene bewölkt sind.

Einen anderen Weg schlagen Gao et al. (2010) ein, indem sie die bewölkten Anteile der MODIS-Daten mit den deutlich gröber aufgelösten, bei allen Wetterbedingungen verfügbaren, passiven Mikrowellensatellitendaten auffüllen. Die große Verbreitung der MODIS-Daten führte zu einer Vielzahl solcher Entwicklungen zur Reduktion der Bewölkung, sodass die Entwickler der MODIS-Produkte ebenfalls ein fertiges Produkt entwickelten (Hall et al., 2010).

Ableitung des Wasseräquivalents mit Mikrowellendaten

Die sehr große Verbreitung der zuvor kurz vorgestellten optischen Satellitensysteme wird im Wesentlichen durch die relativ hohe Auslösung der Satellitendaten sowie die Verfügbarkeit fertiger Produkte bedingt. Passive Mikrowellenradiometer weisen den Vorteil auf, dass sie neben der Schneebedeckung auch die Auswertung der Schneehöhe oder des Wasseräquivalents erlauben. Analog zu dem beschriebenen Vorgehen bei den sichtbaren Wellenlängen, werden zwei Frequenzen (meistens 19 GHz und 37 GHz) ausgewertet

(Kelly et al., 2003; Tedesco und Narvekar, 2010). Da Systeme im Mikrowellenbereich nur räumliche Auflösungen von ca. 25 km bieten, sind sie für die Modellierung von Einzugsgebieten zu grob aufgelöst und sollen daher hier nicht weiter beschrieben werden. Zur Beobachtung der globalen Kryosphäre sind sie hingegen wegen der hohen zeitlichen Auflösung und der weitestgehenden Unabhängigkeit von der Bewölkung gut geeignet.

Demgegenüber bieten aktive Systeme im Mikrowellenbereich relativ hohe räumliche Auflösungen von zum Teil unter 100 m. Verfahren zur Ableitung von Schneekarten sind zum Beispiel bei Baghdadi et al. (1997) oder Nagler und Rott (2000) beschrieben. Diese auf C-Band (5,3 GHz) basierenden Algorithmen sind nur für die Kartierung von nassem Schnee geeignet. Dabei wird ausgenutzt, dass die Rückstreuung beim Vorhandensein nassen Schnees geringer ist als bei trockenem Schnee oder schneefreien Bedingungen. Dazu muss für das Untersuchungsgebiet ein Referenzdatensatz als Vergleichsgrundlage zur Beurteilung der Rückstreuung bereitgestellt werden. Neuere Systeme bieten weitere Frequenzen an (9,6 GHz und 17,2 GHz) und erlauben die Ableitung des Wasseräquivalents von trockenem Schnee (Rott et al., 2010; Nolin, 2010). Für die erstgenannte Frequenz beträgt die Eindringtiefe des Signals 10 m, für die zweite 3 bis 5 m Rott et al. (2010). Die Volumenstreuung in der Schneedecke ist von deren Mächtigkeit und der Größe der Schnee- oder Eispartikel abhängig (ebenda). Die Rückstreuung schneefreier Situationen wird als Referenz angenommen, um die Ableitung des Wasseräquivalents aus den Differenzen der Rückstreuungen schneefreier und schneebedeckter Szenen zu ermöglichen. Wälder beeinflussen die Rückstreuung in einem hohen Maße, sodass den Autoren der zitierten Studie zu Folge umfangreiche Informationen über den Waldbestand eingeholt werden müssen, um diese Effekte bei der Ableitung des Wasseräquivalents zu berücksichtigen.

Anwendung in der Einzugsgebietsmodellierung

Der Vorteil von Fernerkundungsmethoden gegenüber den zuvor erläuterten Punktdaten liegt insbesondere in der Möglichkeit, weitere Modellvariablen einem räumlichen Vergleich mit Beobachtungen zu unterziehen. Damit können Modelle mit Hilfe räumlicher Verteilungen kalibriert und verifiziert werden. Die Verwendung solcher Daten erlaubt damit eine erweiterte Einschätzung hinsichtlich der Modellgüte als der ausschließliche Vergleich mit Abflussganglinien (Grayson et al., 2002). Eine Kalibrierung kann zum Beispiel anhand schneebedeckter Bildpunkte erfolgen. Als Gütekriterium und Zielfunktion kann beispielsweise die bei Congalton (1991) beschriebene Technik angewendet werden.

Für die Überprüfung detaillierter, flächendifferenzierter Schneemodelle fordern Blöschl und Kirnbauer (1992), dass insbesondere Messungen der räumlichen Verteilung der Albedo in Betracht gezogen werden sollten, um auch interne Prozesse komplexer Modelle mit Beobachtungen überprüfen zu können. Zum Beispiel zeigen Parajka und Blöschl (2008b), dass die zusätzliche Berücksichtigung der Schneebedeckung aus MODIS-Daten robustere Parametersätze liefert als die traditionelle, ausschließliche Kalibrierung mit Hilfe von Pegeldata. Dies wird anhand einer unabhängigen Validierung belegt. Der

damit erzielte Verbesserungseffekt ist der zitierten Studie zufolge insbesondere bei kleinen Einzugsgebieten mit nur wenigen Klimastationen in der Umgebung am größten.

Beven (2012) wendet ein, dass Fernerkundungsdaten - wie auch Abflussdaten (wegen der Schlüsselkurve) - stets interpretierte Daten sind und somit auch von einer Modellvorstellung abhängen.

2.2.3 Alternative Beobachtungsmethoden

Stationsdaten sind für Untersuchungen in der Schneehydrologie der erste Anlaufpunkt bei der Datenrecherche. In zunehmendem Maße werden auch Fernerkundungsdaten in vielen Projekten eingesetzt. Dazu können zum Beispiel die im vorigen Abschnitt genannten MODIS-Daten herangezogen werden, da diese einen guten Kompromiss aus zeitlicher bzw. räumlicher Auflösung und Aufwand bei der Aufbereitung darstellen. Eine relativ einfache Nutzung ist möglich, da fertige Produkte frei verfügbar sind.

Die bisher genannten Daten und Routineaufzeichnungen sind jedoch für einige Fragestellungen der Mikroskala nicht ausreichend. Insbesondere dann, wenn das Prozessverständnis auf kleinen Skalen verbessert werden soll, müssen zusätzliche Messkampagnen durchgeführt werden. Typische Fragestellungen können in diesem Zusammenhang die Mikrostruktur von Schnee, die räumliche Variabilität im komplexen Gelände oder die Interaktion mit der Vegetation sein. Für solche Untersuchungen sind Messungen des Standardmessnetzes als zusätzliche Datenquelle von Belang.

Profilaufnahmen können wichtige Aufschlüsse über die Stratigraphie der Schneedecke geben (z.B. kristalline Struktur, Fortschreiten der Metamorphose, Gehalt an flüssigem Wasser). Beispiele für solche Aufnahmen sind zum Beispiel in Herrmann und Kuhn (1996) und DeWalle und Rango (2008) enthalten. Sog. Schneemesslinien („snow course surveys“) sind durch festgelegte Messpunkte definiert, an welchen Beobachtungen erhoben werden (idealerweise das Wasseräquivalent). Mit den erhobenen Beobachtungen soll eine repräsentative Einschätzung über den Schmelzabfluss eines Gebietes möglich sein (DeWalle und Rango, 2008).

Ein relativ neues Verfahren zur Kartierung der Schneebedeckungen auf der Mikroskala ist die Nutzung der Zeitraffer-Fotografie mit Digitalkameras. Eine Literaturübersicht über bereits vorhandene Untersuchungen und Beispiele für Messanordnungen sind bei Parajka et al. (2012) zu finden. Mit diesem Verfahren ist eine Einschätzung über die Schneeinterzeption möglich (Parajka et al., 2012; Garvelmann et al., 2012). Zudem kann die Albedo der Schneedecke auf kleinen Raum- und Zeitskalen beobachtet werden. Dies bedingt jedoch den Einsatz aufwendiger Bildanalyse-Software (Garvelmann et al., 2012).

2.3 Modellansätze

Das Ziel von mathematischen Modellen ist es, das natürliche System (hier den Wasserkreislauf oder Teile davon) durch mathematische Ausdrücke und logische Aussagen zu beschreiben (Refsgaard, 1996). Mögliche Anwendungen solcher Modelle sind Vorhersagen

oder Untersuchungen von Szenarien, welche nicht auf Grundlage einer ausschließlichen Interpretation von Beobachtungen durchgeführt werden können. In dieser Arbeit werden nur deterministische Modelle untersucht. Diese Art von Modellen liefert für zwei identische Eingangsdatensätze identische Ergebnisse. Hingegen enthalten stochastische Modelle, welche hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden, zufällige Komponenten.

In der Hydrologie werden hinsichtlich des Grades der Prozessbeschreibung empirische Modelle („black box“), konzeptionelle („grey box“) und physikalisch basierte („white box“) Modelle unterschieden [Refsgaard \(1996\)](#). Mit zunehmendem Grad der Prozessbeschreibung geht im Allgemeinen auch die Verfeinerung der räumlichen Unterteilung einher ([Lempert, 2000](#)). Der erstgenannte Modelltyp entspricht einer einfachen Eingabe-Ausgabe-Beziehung ohne direkten Bezug zu einem Prozess. Ein Beispiel dafür ist die Einheitsganglinie ([Lempert, 2000](#)). Hingegen basieren konzeptionelle Modelle auf einfachen Abstraktionen des natürlichen System, zum Beispiel einem Speicher, der in Abhängigkeit des Füllstandes leerläuft. Als Beispiel kann das Interzeptionsmodell nach [Rutter et al. \(1971\)](#) genannt werden. Das Leerlaufen wird, wie es für solche „grey-box“-Modelle typisch ist, parametrisiert und kann dabei auf Grundlage von Beobachtungen abgeleitet werden oder es wird ein Parameter im Zuge der Kalibrierung durch Optimierung gefunden.

Rein physikalisch basierte Modelle basieren auf den grundlegenden physikalischen Prinzipien des Erhalts von Masse, Energie und Impuls ([Refsgaard, 1996](#)), deren Parameter direkt oder indirekt durch messbare Größen ermittelt werden können. Beispiele für Umsetzungen solcher Modellvorstellungen in ein Gesamtsystem sind der klassische Ansatz nach [Freeze und Harlan \(1969\)](#) durch Diskretisierung des Einzugsgebietes in repräsentative Einheitsvolumina und der neuere, grundlegend davon abweichende Ansatz nach [Reggiani et al. \(1998\)](#). Bei dieser Modellvorstellung werden alle physikalischen Zusammenhänge für ein repräsentatives Einzugsgebiet gemittelt (siehe Abschnitt 2.4). Physikalisch begründete Modelle werden primär in der Wissenschaft und insbesondere für kleine Testeinzugsgebiete angewendet, in denen viele Kenngrößen gemessen werden.

Ein hydrologisches Modellsystem ist ein Softwarepaket, das nun viele solcher Prozessbeschreibungen enthält. Für einzelne Teile des Wasserkreislaufs werden diese als Komponenten zusammengefasst. Diese können zum Teil unterschiedliche Grade der Prozessbeschreibung aufweisen. Üblicherweise enthalten hydrologische Modelle eine Komponente für Schneeprozesse. Die Anwendung eines hydrologischen Modellsystems für ein spezielles Einzugsgebiet und die damit verbundene Anpassung und Kalibrierung dieser Komponenten wird hydrologisches Modell genannt ([Refsgaard, 1996](#)).

2.3.1 Übersicht

In diesem und den folgenden Abschnitten werden Ansätze von Schneemodellen vorgestellt, welche als Einzelmodelle existieren, aber auch zum Teil als Komponenten in einem hydrologischen Modellsystem implementiert werden können. Eine umfassende Zusam-

menstellung verfügbarer Schneemodelle ist im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich, da in den letzten 40 Jahren eine große Anzahl solcher Modelle entwickelt worden sind. Einen Eindruck über die Vielfältigkeit der entwickelten Ansätze und Prozessbeschreibungen bieten die Vergleichsstudien aus WMO (1986), Essery et al. (1999), Melloh (1999), Schlosser et al. (2000), Boone und Etchevers (2001), Etchevers et al. (2004), Rutter et al. (2009) und Dutra et al. (2012).

Eine mögliche Untergliederung von Schneemodellen hinsichtlich der Prozessbeschreibung in Kategorien von 1 (einfach) bis 4 (komplex) kann zum Beispiel nach Etchevers et al. (2004) erfolgen. Diese Untergliederung wird in Tabelle 2.4 wiedergegeben. Eine grobe Einordnung dieser Kategorien in die Modellunterteilung hinsichtlich der Prozessbeschreibung nach Refsgaard (1996) ist angedeutet, die Übergänge sind fließend.

Tab. 2.4: Einteilung von Schneemodellen hinsichtlich der Komplexität der Prozessbeschreibung in vier Kategorien. Diese Aufteilung wurde aus der Vergleichsstudie von Schneemodellen „Snow Model Intercomparison Project“ (Snow-MIP) nach Etchevers et al. (2004) entnommen. Eine mögliche Zuordnung dieser Einteilung zu den Kategorien von Refsgaard (1996) ist ergänzt.

Nr.	Beschreibung	Einordnung
1.	sehr einfache Beschreibung der Energiebilanz, nur eine Schicht	‚black box‘
2.	detaillierte Beschreibung der Energiebilanz, nur eine Schicht	‚grey box‘
3.	komplexe Modelle mit mehreren Schichten	‚grey box‘
4.	sehr komplexe Modelle, welche die physikalischen Prozesse innerhalb der Schneedecke abbilden können	‚white box‘

Dies ist nur eine mögliche Kategorisierung von Schneemodellen. Sie bietet einen ersten Überblick zur Orientierung bei der Charakterisierung der Schneemodelle, über die in der vorliegenden Literaturübersicht ein kurzer Überblick gegeben wird. Dabei wird das in hydrologischen Modellsystemen sehr verbreitete Temperatur-Index-Verfahren sowie dessen zahlreiche Erweiterungen und Modifikationen von den komplexeren Energiebilanzansätzen unterschieden. Bei letzteren wird ein Schwerpunkt auf sogenannte nulldimensionale Schneemodelle gelegt, d.h. die Schneedecke wird in ihrer vertikalen Ausdehnung als Ganzes im Modell repräsentiert (Kategorie 1 und 2). Auf die eindimensionalen Schneemodelle (Kategorie 3 und 4), die gerade auch im Hinblick auf numerische Fragen deutlich aufwendiger sind, wird nur kurz eingegangen, da diese eher im Bereich der Lawinenvorhersage eingesetzt werden. Zudem kann davon ausgegangen werden, dass eine vertikale ‚Mittelung‘ der Schneedecke, wie es für Modelle der Kategorie 1 und 2 typisch ist, für Fragestellungen in der Einzugsgebietshydrologie eine zulässige und zweckmäßige Annahme ist.

Es wird zunächst bei der Beschreibung verfügbarer Schneemodelle auf Punktschneemodelle eingegangen. Dies bedeutet, dass die ermittelten Wasseräquivalente und Schmelzraten für einen Punkt Gültigkeit ausweisen (sollen). Das sogenannte ‚Upscaling‘ von der Punktskala auf ein Flächenelement, wie zum Beispiel eine Rasterzelle oder ein Hydrotop¹², wird in den darauffolgenden Abschnitten beschrieben. Bezugnehmend auf die

¹²Fläche gleicher hydrologischer Eigenschaften bzw. gleichen hydrologischen Verhaltens hinsichtlich der abzubildenden Prozesse.

genannten Skalen wird unterschieden:

- Schneemodelle als Punktmodelle (Punktskala, Mikroskala)
- Schneemodelle als Komponente eines hydrologischen Modellsystems oder als Teil der Prozessbeschreibung in einem Landoberflächenmodell und damit ggf. auch Teil eines atmosphärischen Modells (Meso- bis Makroskala)

In den Abschnitten 2.3.2 bis 2.3.5 werden die verfügbaren Prozessbeschreibungen mit zunehmender Komplexität erläutert und es werden typische Vertreter der jeweiligen Kategorie der Modellkomplexität vorgestellt. Im darauffolgenden Abschnitt 2.3.6 wird auf die Verwendung von Schneemodellen als Komponente im Allgemeinen und auf Beispiele von Schneemodellen in hydrologischen Modellsystemen (Abschnitt 2.3.7) im Speziellen eingegangen. Die Übersicht von Schneemodellen schließt mit Überlegungen hinsichtlich der erforderlichen Komplexität ab (Abschnitt 2.3.8).

2.3.2 Das Temperatur-Index-Verfahren

Das Temperatur-Index-Verfahren (T-Index) ist ein in der Hydrologie weitverbreiteter Ansatz zur Berechnung der Schneeschmelze (Rango und Martinec, 1995; Ferguson, 1999; Beven, 2001). Es stellt im Wesentlichen eine Parametrisierung des sensiblen Wärmestromes dar. Alle übrigen Energiebilanzkomponenten werden vernachlässigt. Daher bezeichnen einige Autoren das Verfahren auch als physikalisch (z.B. Ohmura, 2001). Wegen der Vernachlässigung weiterer Energiebilanzkomponenten vertreten andere Autoren den Standpunkt, dass das T-Index-Verfahren empirisch ist (Walter et al., 2005).

Ausgehend von Gleichung 2.8 auf Seite 17 kann unter der Annahme, dass eine positive durchschnittliche Lufttemperatur $\bar{\vartheta}$ in °C zugrunde gelegt wird, geschrieben werden:

$$Q_H = \alpha_L \cdot \bar{\vartheta} \quad (2.24)$$

Diese Form der Parametrisierung des sensiblen Wärmestroms entspricht dem Differenzenansatz (Gl. 2.8, rechte Seite). Meistens werden im Zusammenhang mit dem Temperatur-Index-Verfahren Temperaturen oder Temperaturdifferenzen in °C angegeben. Daher kann der Temperaturbezug (eigentlich der Bezug zu einer Temperaturdifferenz) in Kelvin oder aber der Einfachheit halber in Grad Celsius angegeben werden. Die zeitliche Integration von Gleichung 2.24 liefert eine Energiemenge W (Herrmann und Kuhn, 1996):

$$W = \int Q_H \cdot dt = \alpha_L \cdot \int \bar{\vartheta} \cdot dt = \alpha_L \cdot \sum \bar{\vartheta} \cdot \Delta t \quad (2.25)$$

Nimmt man nun an, dass diese Energiemenge komplett für die Schnee- bzw. Eisschmelze bereitsteht, kann die Masse an geschmolzenem Wasser M in kg m^{-2} berechnet werden. Wegen $\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ kann die Abflusshöhe in Millimetern im Zeitraum Δt unter Zuhilfenahme der Schmelzwärme L_f berechnet werden:

$$M = \frac{W}{L_f} = \frac{\alpha_L}{L_f} \cdot \sum \bar{\vartheta} \cdot \Delta t \quad (2.26)$$

Anstelle einer positiven mittleren Lufttemperatur kann auch eine Temperaturdifferenz aus der Lufttemperatur T und einer Basistemperatur T_b eingesetzt werden (Maniak, 1997). Diese Basistemperatur ist üblicherweise 0°C , kann aber auch als Modellparameter angesehen werden und entsprechend modifiziert werden. Nach Weber (2004) kann T_b auch als Korrektur der adiabatischen Erwärmung interpretiert werden, wenn die Station mit Beobachtungsdaten eine stark abweichende Geländehöhe aufweist. Der Ausdruck $\frac{\alpha_L}{L_f}$ wird Herrmann und Kuhn (1996) zu Folge im Zuge der Gleichung 2.26 als *Gradtagfaktor* zusammengefasst - hier als a_d bezeichnet. Setzt man zum Beispiel den bereits in Abschnitt 2.1.3 zitierten Wert von $10 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ (dies entspricht ca. $0,9 \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ d}^{-1}$) für einen Berechnungszeitschritt von $\Delta t = 1 \text{ d}$ ein, so erhält man:

$$a_d = \frac{\alpha_L}{L_f} = \frac{0,9 \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ d}^{-1}}{0,33 \text{ MJ kg}^{-1}} = 2,7 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ K}^{-1} = 2,7 \text{ mm d}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (2.27)$$

Gemäß der obigen Erläuterung kann auch die Einheit $[\text{mm d}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}]$ verwendet werden. Somit gilt unter Berücksichtigung der o.g. Überlegungen für den Schmelzabfluss Δr :

$$\Delta r = \frac{M}{\Delta t} = a_d \cdot \bar{\vartheta} = a_d \cdot (T - T_b) \quad (2.28)$$

Typische Werte des Gradtagfaktors für verschiedene Landnutzungen sind in der Tabelle 2.5 zusammengestellt. Als Maximalwert nennt Maniak (1997) eine Obergrenze von $10 \text{ mm d}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Diese Werte können nicht als ‚Konstanten‘ angesehen werden (siehe auch Tab. 2.6), da sie zum Beispiel zeitlichen Änderungen unterworfen sind. Aus diesem Grund wurde das T-Index-Verfahren in zahlreichen Forschungsarbeiten erweitert, um dieser zeitlichen Abhängigkeit unter Berücksichtigung von Parametern oder Messungen anderer meteorologischer Zustandsvariablen entgegenzuwirken. Beispiele für solche Weiterentwicklungen werden im nächsten Abschnitt vorgestellt.

Tab. 2.5: Zusammenstellung typischer Werte des Gradtagfaktors. Aus Maniak (1997).

Landnutzung	$a_d [\text{mm K}^{-1} \text{ d}^{-1}]$
nicht bewaldet, offenes Gelände	4 bis 7
offener Laubwald mit geringem Nadelwaldanteil	3 bis 4,3
Nadelwald oder dichter Mischwald	1,5 bis 2,3
dichter Nadelwald	1 bis 1,5
Hochgebirge, Gletscher	> 6

2.3.3 Erweiterte Temperatur-Index-Verfahren

Eines der bekanntesten Schneemodelle ist das Snowmelt-Runoff-Modell (SRM), nach seinem Hauptentwickler auch Martinec-Modell genannt, welches auf dem Temperatur-

Tab. 2.6: Beispiele für Abhängigkeiten des Gradtagfaktors a_d . Auszug, verändert nach DeWalle und Rango (2008).

Variable	Ursache	Wirkung auf a_d
Jahreszeit	Abnahme Kälteinhalt, Albedo sowie Zunahme von kurzwelliger Strahlung, Schneedichte	nimmt während des Winters zu
Wald ↔ offenes Gelände	Abschattung und weniger Wind	geringer und weniger variabel in Wäldern
Topographie	Einfluss auf Eintrag kurzwelliger Strahlung und Windexposition	höher auf Südhängen und dem Wind zugewandten Hängen
Ablagerungen	Ruß und Nadeln von Bäumen reduzieren Albedo	nimmt zu
Regen	Luftfeuchte trägt zur Kondensation bei, Regen erhöht Schneetemperatur, Wolken reduzieren kurzwellige Strahlung	i.A. geringer an Strahlungstagen, da Bewölkungseffekt dominiert
Eisflächen	Gletschereis hat durch Metamorphose geringere Albedo	höher gegenüber ‚Schneewerten‘ von a_d
meteorologische Variablen	höhere Schmelze bei höheren Werten von Windgeschwindigkeit, Strahlung, Feuchte	höher bei sonst gleicher Temperatur

Index-Verfahren aufbaut (Rango, 1995; Martinec und Rango, 1998). Es stellt eigentlich keine Schneekomponente mehr da, sondern es ist ein komplettes Modell zur Abflusssimulation von Gebirgseinzugsgebieten. Hinsichtlich der Abflusskonzentration ist es als konzeptionell einzustufen. Die Einfachheit und die Möglichkeit, relative Schneebedeckungen aus Satellitendaten (über die sog. *Areal Depletion Curve*¹³) bei der Modellierung zu berücksichtigen, trugen zu einer sehr starken Verbreitung des Modells bei (DeWalle und Rango, 2008). Kustas et al. (1994) sowie Brubaker et al. (1996) stellen Erweiterungen des Original-SRM um eine Strahlungskomponente sowie um einen Energiebilanzansatz vor.

Erweiterungen zur Berücksichtigung der Globalstrahlung wurden auch unabhängig vom SRM entwickelt und insbesondere im Hinblick auf Gletscher ausgearbeitet. In diesem Zusammenhang sind die Modifikationen des Temperatur-Index-Verfahrens nach Hock (1999) und Pellicciotti et al. (2005) zu nennen. Gegenüber dem Originalverfahren muss bei diesen Ansätzen eine Parametrisierung der Albedo erfolgen. Diese kann als Modellparameter bereitgestellt werden oder es kann auch ein einfaches Albedo-Rückgangsmodell verwendet werden (Pellicciotti et al., 2005).

Einen anderen Weg bei der Weiterentwicklung des Temperatur-Index-Verfahrens schlug

¹³Die Areal Depletion Curve (‚Schneeabnahmekurve‘) setzt die relative Schneebedeckung (als relativer Wert, der besagt, welcher Anteil schneebedeckt ist) in Bezug zum mittleren Wasseräquivalent einer Höhenschicht oder eines Gebietes. Damit kann z.B. berücksichtigt werden, dass nicht die gesamte Fläche abflusswirksam ist. Diese relative Schneebedeckung kann für einen bestimmten Zeitpunkt mit Hilfe von Satellitendaten ermittelt werden. Auch wenn diese Areal-Depletion Curve von vielen Faktoren abhängig ist, so zeigen unterschiedliche Jahre ähnliche Verläufe (Anderson, 2006). Dieser Weg der Subgrid-Parametrisierung ist ein einfacher Ansatz bei semidistributiven Modellen.

Anderson (1973) mit der Vorstellung des SNOW₁₇-Modells vor. Als Randbedingungen müssen nur Niederschlag und Temperatur bereitgestellt werden. Dieses Modell berücksichtigt zusätzlich zur Schmelze über den Gradtag-Faktor einen alternativen Algorithmus zur Schmelzberechnung bei Regen-auf-Schnee-Ereignissen. Der Gradtag-Faktor wird saisonal angepasst. Zusätzlich wird der Kälteinhalt nachgebildet und es wird ein separater Flüssigwasserspeicher im Modell erfasst. Das Modell wird vom National Weather Service in den USA seit den 1970er Jahren eingesetzt. Franz et al. (2008) erzielten mit SNOW₁₇ bessere Ergebnisse als mit einem komplexeren Energiebilanzansatz, welcher weitere meteorologische Zeitreihen benötigt. SNOW₁₇ wurde auch bei den Modellvergleichsstudien des SnowMIP-Projekts (Etchevers et al., 2004) als Vertreter sehr einfacher Modelle berücksichtigt (Kategorie 1, siehe Tabelle 2.4). Die Punktskalenversion von SNOW₁₇ erfordert bei Bedarf die Kalibrierung von acht Parametern. Die Einzugsgebietsversion beschreibt die Subgrid-Variabilität in Teileinzugsgebieten mit Hilfe der Areal Depletion Curve.

Eine Erweiterung des von Anderson (1973) vorgestellten Ansatzes, die auch Beobachtungen des Dampfdruck bzw. der Luftfeuchte berücksichtigt, ist bei Braun (1985) zu finden. Gegenüber Temperatur-Index-Verfahren kann mit diesem Ansatz eine bessere Modellanpassung erzielt werden, wobei die Verbesserung gegenüber dem zuvor genannten Verfahren nach Anderson (1973) nur geringfügig ausfällt (Braun, 1985). Bei den einfachen Temperatur-Index-Verfahren könne weiterhin eine Verbesserung erzielt werden, sofern der Gradtagfaktor um eine von der Windgeschwindigkeit abhängige Komponente erweitert werde.

Singh et al. (2005) erweiterten das Temperatur-Index-Verfahren um die Bodentemperatur, welche laut den Autoren als geeigneter Indikator für die Frühjahrsschmelze in Einzugsgebieten der kanadischen Prärie gilt. Speziell für bewaldete Einzugsgebiete testen Jost et al. (2012) eine Erweiterung des Temperatur-Index-Verfahren zur besseren Beschreibung der komplexen Schneeprozesse in Wäldern. Dabei wird ein einfaches Schnee-Interzeptionsmodell ergänzt.

2.3.4 Energiebilanzansätze

2.3.4.1 Überblick

Das Temperatur-Index-Verfahren beruht auf der einfachen Annahme, dass der Strom fühlbarer Wärme der ausschließlich zur Schneeschmelze beitragende Prozess ist. Werden hingegen alle wesentlichen Energiebilanzkomponenten aus Gleichung 2.3 auf Seite 14 in einem Schneemodell nachgebildet, spricht man von einem Energiebilanzansatz. Gegenüber dem Temperatur-Index-Verfahren müssen weitere Prozesse parametrisiert werden, da die einzelnen Energiebilanzkomponenten nicht oder nur vereinzelt direkt messbar sind. Dies bedingt die Bereitstellung weiterer meteorologischer Variablen neben Niederschlag und Temperatur, was insbesondere dann gilt, wenn der Simulationszeitschritt kleiner als ein Tag ist (z.B. $\Delta t = 1$ h). Energiebilanzansätze können anhand der

Tabelle 2.4 typischerweise der Kategorie 2 zugeordnet werden, sofern die Schneedecke im Modell nur aus einer Schicht besteht und nicht weiter unterteilt ist.

Eine weitere wichtige Konsequenz bei der Verwendung von Energiebilanzansätzen ist die Tatsache, dass es nicht mehr ausreichend ist, nur das Wasseräquivalent als prognostische Zustandsvariable zu berechnen. Da die turbulenten Wärmeströme von der Schneetemperatur (Gradient von Temperatur und spezifischer Feuchte zwischen boden-naher Luft und Schneeoberfläche) abhängig sind, muss beispielsweise die Änderung der Wärmespeicherung (Abkühlen und Erwärmen bis 0 °C) kontinuierlich rechnerisch erfasst werden. Diese Betrachtungen sind beim Temperatur-Index-Verfahren nicht notwendig und werden zum Teil als optionale Erweiterung bereitgestellt (Anderson, 1973; DeWalle und Rango, 2008). Darüber hinaus müssen geeignete Parametrisierungen für die Albedo zur Beschreibung der kurzwelligen Strahlungsbilanz vorliegen.

Im Folgenden werden in Kürze einige typische Vertreter von Energiebilanzansätzen vorgestellt. Wie bereits weiter oben angedeutet, ist eine vollständige Übersicht wegen der Vielzahl verfügbarer Energiebilanzansätze kaum möglich. Da sie im Wesentlichen gleichermaßen auf den in Abschnitt 2.1.3 genannten Prozessen beruhen, soll hier weniger ein Schwerpunkt auf eine vollständige Beschreibung sondern auf die jeweiligen Besonderheiten der vorgestellten Energiebilanzansätze gelegt werden.

2.3.4.2 SNOBAL

Das Modell SNOBAL Marks und Dozier (1992) ist ein Energiebilanzmodell, welches später auch zu einer flächendifferenzierten Version mit der Bezeichnung ISNOBAL weiterentwickelt wurde (Marks et al., 1999). Darüber hinaus wurde ein Flüssigwasserspeicher (Marks et al., 1998) und später auch eine Strahlungskorrektur für Waldbestände berücksichtigt (Link und Marks, 1999). Das Modell unterteilt die Schneedecke in eine aktive obere Schicht mit fester Ausdehnung sowie eine unter Schicht mit variabler Mächtigkeit. Die Prozesse der Energiebilanz an der Grenzfläche Atmosphäre / Schnee werden für die obere, aktive Schicht im Modell berechnet. Die Berechnung der turbulenten Wärmeströme erfolgt iterativ, da die atmosphärische Schichtung mit Hilfe der Monin-Obukhov-Stabilitätslänge (siehe Anhang, Abschnitt C) in mit in die Berechnungen eingeht. Das Modell kann wegen der Einteilung in zwei separate Schneespeicher der Kategorie 3 zugeordnet werden.

Es kommt sowohl für die Anwendung auf der Punktskala (Marks et al., 2008) als auch auf der Einzugsgebietsskala (Garen und Marks, 2005) zum Einsatz. Auf der Punktskala verglichen Marks et al. (2008) das Modell mit Eddy-Kovarianz-Messungen. Anhand des Vergleichs mit den Messungen der Wärmeströme konnten die Autoren zeigen, dass eine Reduktion der aktiven (oberen) Schneeschicht von 25 cm auf 10 cm zu geringeren Abweichungen zwischen Messung und Modell führt. Die Abweichungen im Falle des sensiblen Wärmestroms bleiben bei dieser Modifikation unverändert bei 1 W m^{-2} , wohingegen sich die Differenzen beim latenten Wärmestrom von 4 W m^{-2} auf 1 W m^{-2} reduzieren. Wegen der Schwierigkeiten, die bei Eddy-Kovarianz-Messungen bei stabilen Schichtungen

auftreten, sei ferner unklar, ob die Abweichungen den Unsicherheiten des Modells oder der Interpretation der Messungen zugeschrieben werden können (Marks et al., 2008).

2.3.4.3 Ansatz nach Walter

Walter et al. (2005) werfen in ihrer Studie mit dem Titel „*Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperature-index modeling?*“ die Frage auf, ob man mit einem Energiebilanzansatz (hier: Kategorie 2) eine physikalisch orientierte Alternative zum Temperatur-Index-Verfahren auf Tageswertbasis ($\Delta t = 1$ d) entwickeln kann, ohne dabei zusätzliche Eingangsdaten zu verwenden. Dazu parametrisierten Walter et al. (2005) die einzelnen Energiebilanzkomponenten mit einfachen Annahmen. So wird zum Beispiel angenommen, dass bei der Berechnung der turbulenten Wärmeströme eine feste Windgeschwindigkeit von 2 m s^{-1} für viele Anwendungen ausreichend sei. Die skalaren Transportkoeffizienten (Abschnitt 2.1.3, Abschnitt C im Anhang) sind in diesem Schneemodell konstant, da neben der zuvor beschriebenen konstanten Windgeschwindigkeit auch die Rauigkeitslängen für den Impulsstrom sowie für Temperatur und Feuchte als Konstanten vorgegeben werden. Obwohl der latente Wärmestrom berechnet wird, erfolgt damit keine Kopplung von Energie- und Massenbilanz, d.h. Kondensation und Sublimation werden als vernachlässigbar angesehen.

Die Strahlungsbilanzkomponenten werden mit Hilfe einer aus der Differenz von Minimum- und Maximumtemperatur (als Maß für die Luftfeuchte) geschätzten Transmission der Atmosphäre berechnet. Auf dieser Grundlage kann die Strahlungsbilanz parametrisiert werden. Neben dem Wasseräquivalent wird die Schneetemperatur für jeden Zeitschritt aus dem Wert des vorangegangenen Zeitschritts, dem Kälteinhalt und, sofern Neuschnee gefallen ist, der Lufttemperatur als Ersatz für die Niederschlags-temperatur simuliert (ebenda). Die Albedo wird nach USACE (1956) als abklingende Exponentialfunktion beschrieben und auf einen Maximalwert im Falle von Neuschnee zurückgesetzt. Ein Modellparameter zur Berücksichtigung von Wäldern dient der Korrektur der kurzwelligen Strahlung.

Walter et al. (2005) implementierten zudem eine variable Schneedichte. Damit werden der maximale Flüssigwasseranteil sowie die Schneehöhe ermittelt. Die dafür notwendigen Gleichungen werden von Walter et al. (2004) zusammengestellt und bauen auch zum Teil auf dem Ansatz von Anderson (1976) sowie weiteren Forschungsarbeiten auf (M. T. Walter, persönliche Mitteilung).

Im Vergleich mit dem Temperatur-Index-Verfahren können mit dem oben beschriebenen Schneemodell nach Walter et al. (2005) gleichwertige Ergebnisse erzielt werden, ohne zusätzliche meteorologische Daten miteinzubeziehen. Dabei sind die Modellparameter im physikalischen Sinne besser interpretierbar als der Gradtagfaktor (ebenda). Wie Fuka et al. (2012) zeigen, können mit diesem Modell auch als Komponente in einem hydrologischen Modellsystem (SWAT mit Tagesschrittweite) gute Ergebnisse erzielt werden.

Die Punktversion des Schneemodells ist als sogenannte *Spreadsheet*-Version für Tabellenkalkulationsprogramme (Walter, 2012) sowie seit Februar 2013 auch als R-Quelltext

(Archibald et al., 2013) erhältlich und stellt damit eine umfangreich getestete Grundlage für Weiterentwicklungen dar.

2.3.4.4 Utah Energy Balance Model

Das ‚Utah Energy Balance Snow Melt and Accumulation Model‘ (UEB) ist ein numerisch aufwendiges Verfahren zur Berechnung der Energiebilanz der Schneeoberfläche für Zeitschritte von 1 h oder 6 h. Es wurde erstmals von Tarboton et al. (1995) vorgestellt und ist detailliert in Tarboton und Luce (1996) beschrieben. Das Modell ist in der Programmiersprache FORTRAN77 entwickelt worden und ist als Public Domain-Software einschließlich Quelltext im Internet frei verfügbar (siehe Tarboton, 2012). Es gibt vier Versionen des Programms, die über das Internet erhältlich sind:

- UEB Version 1.0 von 1997,
- UEB Version 2.2 von 2008,
- UEBVeg mit komplexem Strahlungsmodell für Waldbestände (Mahat und Tarboton, 2012),
- UEB Grid-Version 0.2 von 2012

Die beiden letzten Versionen befinden sich noch in der Entwicklung bzw. sollen als Grundlage für weitere Entwicklungen dienen. Darüber hinaus existiert eine weitere, in einem unabhängigen Entwicklungszweig entstandene Version mit Prozessbeschreibungen für Wälder (Hellström, 2000).

Das UEB charakterisiert die Schneedecke mit Hilfe von drei Zustandsvariablen. Neben dem Wasseräquivalent SWE werden der Energieinhalt („energy content“) U sowie das Alter der Schneedecke betrachtet (Tarboton und Luce, 1996). Der Energieinhalt wird demnach auf eine isotherme Eisschicht bei 0 °C als Referenzzustand mit $U = 0$ in der Einheit kJ m^{-2} bezogen. Positive Werte von U beziehen sich entweder auf Situationen, bei denen nur Flüssigwasser existiert ($U > \rho_w \cdot \text{SWE} \cdot L_f$) oder Schnee und Flüssigwasser vorhanden sind ($0 \leq U \leq \rho_w \cdot \text{SWE} \cdot L_f$)¹⁴. Hingegen kann aus negativen Werten von U (nur Schnee ohne Flüssigwasser) die Schneetemperatur berechnet werden. Um den Bodenwärmestrom im Modell abzubilden, enthält U auch eine „aktive“ Bodenschicht, deren Dicke als Modellparameter vorgegeben werden kann.

Anders als bei anderen Schneemodellen ähnlicher Komplexität, enthält das Modell UEB einen Predictor-Corrector-Ansatz für die prognostischen Gleichungen für SWE und U . Mit

¹⁴Da $\rho_w \cdot \text{SWE} \cdot L_f$ der Energie entspricht, um das gesamte Wasseräquivalent der Schneedecke zum Schmelzen zu bringen, beträgt der Anteil des tatsächlich vorhandenen Energieinhalts U an diesem Wert $\frac{U}{\rho_w \cdot \text{SWE} \cdot L_f}$ dem Massenanteil des Flüssigwassers am Wasseräquivalent der Schneedecke (Tarboton und Luce, 1996). ρ_w ist die Dichte von Wasser und L_f ist die Schmelzwärme.

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} \text{SWE} \\ U \end{bmatrix} \quad (2.29)$$

werden die Zustandsvariablen SWE und U als Vektor \mathbf{X} zusammengefasst. Die Energie- und Massenbilanz stellen nichtlineare gewöhnliche Differentialgleichungen dar, hier vereinfacht als F ausgedrückt. [Tarboton und Luce \(1996\)](#) definieren:

$$\frac{d\mathbf{X}}{dt} = F(\mathbf{X}, \text{Randbedingungen}) \quad (2.30)$$

In einem ersten Schritt wird auf Grundlage der Zustandsvariablen des bekannten Zeitschritts \mathbf{X}_i eine Schätzung für den nächsten Zeitschritt \mathbf{X}' mit Hilfe der Euler-Methode durchgeführt (ebenda):

$$\mathbf{X}' = \mathbf{X}_i + \Delta t F(\mathbf{X}_i, \text{Randbedingungen}) \quad (2.31)$$

Anschließend wird in einem Berechnungsschritt zur Korrektur der mit der Euler-Methode geschätzten Zustandsvariablen eine Verbesserung der Schätzung \mathbf{X}_{i+1} durchgeführt, indem mit Hilfe der Trapezformel die Ableitungen nach Gleichung 2.30 zur Integration herangezogen werden (ebenda):

$$\mathbf{X}_{i+1} = \mathbf{X}_i + \Delta t \frac{F(\mathbf{X}_i, \text{Randbedingungen}) + F(\mathbf{X}', \text{Randbedingungen})}{2} \quad (2.32)$$

Nach [Tarboton und Luce \(1996\)](#) können gerade bei der Schneeschmelze wegen der Nichtlinearität der Parametrisierungen bei geringen Wasseräquivalentwerten Probleme bei der numerischen Stabilität der Lösung auftreten. Weichen \mathbf{X}_{i+1} und \mathbf{X}' um bestimmte Grenzwerte ab, werden eine Reihe von Iterationsschritten durchgeführt, indem \mathbf{X}' in jedem Berechnungsschritt jeweils auf \mathbf{X}_{i+1} gesetzt wird. In jedem dieser Iterationsschritte wird \mathbf{X}_{i+1} neu berechnet.

Die Energie- und Massenbilanz des Utah Energy Balance Modells enthalten Parametrisierungen für alle wesentlichen Energiebilanzkomponenten. Die Punktversion des Modells enthält bereits eine Strahlungskorrektur, welche die vorgegebene kurzwellige Strahlung in Abhängigkeit vom Gefälle und vom Zenitwinkel der Sonne anpasst. Die Albedo der Schneeoberfläche wird nach der in [Dickinson et al. \(1993\)](#) beschriebenen Methode parametrisiert. Neben der sonst üblichen Abhängigkeit zum Alter der Schneedecke (z.B. Tage seit dem letzten Neuschnee) enthält dieser Ansatz auch eine Abhängigkeit zum Winkel der einfallenden Strahlung, sodass Tagesgänge der Albedo simuliert werden können. Für die langwellige Strahlung erfolgt eine empirische Schätzung der atmosphärischen Emissivität.

Für die Unterteilung des Niederschlags in Regen und Schnee wird ein Temperaturgrenzwert vorgegeben und eine Übergangstemperaturdifferenz definiert, welche Mischniederschläge enthält. Die turbulenten Flüsse werden unter Berücksichtigung der Windgeschwindigkeit über das logarithmische Windprofil berechnet. Die Berechnungen

basieren prinzipiell auf ähnlichen Grundsätzen wie die Beschreibungen im Anhang, Abschnitt C, wobei zunächst $\frac{z}{L_{MO}} = 0$ angenommen wird. Optional kann darauf aufbauend eine Korrektur für stabile Schichtungen über die Richardson-Zahl durchgeführt werden. Die Ableitung der Richardson-Zahl sowie der Bezug zur atmosphärischen Schichtung ist ebenfalls im Anhang beschrieben.

Im Gegensatz zu ähnlich aufgebauten Energiebilanzansätzen, enthält das UEB Modell auch eine erweiterte Beschreibung für den Bodenwärmestrom. Wie beschrieben, umfasst der Energieinhalt U auch eine Schicht des Bodens, um die Interaktionen zwischen Schnee und Boden über die Wärmeleitung vereinfacht abzubilden. Ein Modellparameter, welcher die thermische Diffusivität des Bodens beschreibt, erlaubt es dem Anwender die Austauschrate dieses Prozesses im Modell zu beeinflussen. Diese ‚Wärmespeicherung‘ dient der einfachen Berücksichtigung von Effekten, wie etwa das Einfrieren des Bodens oder Schneefall auf einen noch relativ warmen Boden (Tarboton und Luce, 1996). Fließwege des Schmelzwassers in der Schneedecke werden mit dem Darcy-Gesetz berechnet, wobei die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit ein Modellparameter ist.

Ähnlich wie der Ansatz nach Walter et al. (2005) enthält das UEB Modell auch einen Faktor zur Reduktion der kurzwelligen Strahlung in Wäldern. Dabei wird auch die Windgeschwindigkeit korrigiert. Darüber hinaus erlaubt das Modell auch die rechnerische Erfassung der Verlagerung von Schnee (Drift). Liston und Elder (2006a) beschreiben das von Tarboton et al. (1995) verwendete Verfahren zur Modellierung der Schneedrift als empirisch.

2.3.4.5 Snow-Evolution Modeling System (SnowModel)

Der Snow-Evolution Modeling System (SnowModel) nach Liston und Elder (2006a) ist ein räumlich differenziertes Schneemodell, das aus den folgenden Teilkomponenten besteht:

- sog. ‚quasi-physikalisch basiertes‘ Modell ‚MicroMet‘ zur Erstellung meteorologischer Felder auf Basis von Stations, Fernerkundungs- und Wettermodelldaten (Liston und Elder, 2006b). Die räumliche Interpolation wird mit Hilfe von Höhengradienten durchgeführt. Für jede meteorologische Variable werden spezielle Algorithmen verwendet. Z.B. werden Windgeschwindigkeiten vor der Interpolation in Vektoren zerlegt und die Flächenwerte werden mit einem einfachen Topographie-Windmodell (Liston und Sturm, 1998) in Abhängigkeit von Gefälle, Exposition und Geländewölbung berechnet. Dieser Ansatz geht damit weit über die üblichen Übertragungsmethoden hinaus.
- Modell ‚EnBal‘ zur Berechnung der Energiebilanz (Liston und Hall, 1995). In einigen Parametrisierungen ist die Schneetemperatur als Unbekannte enthalten, weshalb die Lösung der Energiebilanz iterativ erfolgt.
- Modell ‚SnowPack‘ - nicht zu verwechseln mit dem 1D-Energiebilanz-Schneemodell ‚SNOWPACK‘ nach Bartelt und Lehning (2002) - zur Simulation der Massenbilanz

der Schneedecke unter Berücksichtigung einer Schneeschicht einschließlich Flüssigwasser und Dichteberechnungen. Die Setzung der Schneedecke orientiert sich an den Prozessbeschreibungen nach [Anderson \(1976\)](#).

- 3D-Schneedrift-Modell ‚SnowTran-3D‘, welches das windbedingte Verdriften von Schnee im Gelände simuliert ([Liston und Sturm, 1998](#); [Liston et al., 2007](#)).
- Erweiterungen des Modells für bewaldete Gebiete. Wie bereits im Abschnitt 2.1.5 angedeutet, basieren die von [Liston und Elder \(2006a\)](#) beschriebenen Prozessgleichungen auf den Ansätzen von [Pomeroy und Schmidt \(1993\)](#), [Hedstrom und Pomeroy \(1998\)](#) sowie [Pomeroy et al. \(1998\)](#). Es handelt sich um ein physikalisch basiertes Modell, das für die Berechnung der Sublimation auf der Skalierung des Eissphärenmodells aufbaut. Zusätzlich wird eine Entleerung des Interzeptionsspeichers durch Schmelze mit einem Temperatur-Index-Verfahren berechnet, wobei die Entleerungsrate, die formal dem Gradtagfaktor entspricht, mit $5 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ K}^{-1}$ angenommen wird.

Mit dieser Vielfalt einzelner Komponenten erlaubt das Modell die Beschreibung von Schneeprozessen in vielen unterschiedlichen Klimabereichen und Landschaften. Da es flächendifferenziert ist, können auch windbedingte Prozesse wie Drift erfasst werden.

2.3.4.6 ESCIMO und AMUNDSEN

ESCIMO (Energy balance Snow Cover Integrated MOdel) ist ein in der Programmiersprache FORTRAN entwickeltes Punktschneemodell, welches auf der Energiebilanz aufbaut ([Strasser et al., 2002](#)). Die turbulenten Wärmeströme werden mit den in Abschnitt 2.1.3 vorgestellten Gleichungen nach [Kuz'min \(1961\)](#) berechnet. Die Beschreibung der Schneeralbedo folgt dem Ansatz nach [Rohrer \(1992\)](#), welcher wiederum auf dem Verfahren des [USACE \(1956\)](#) aufbaut. Für Bedingungen ohne Schneeschmelze erfolgt die Simulation der Energiebilanz für jeden Zeitschritt iterativ zur Berechnung der Schneeoberflächentemperatur.

Die übrigen Prozesse der Energiebilanz wurden im Laufe der Zeit weiterentwickelt, sodass mehrere Varianten existieren. So wurde zum Beispiel neben der Option, die atmosphärische Gegenstrahlung als Messwert einzulesen, der Ansatz nach [Liston und Elder \(2006b\)](#) implementiert. Ein Flüssigwasserspeicher kann optional hinzugeschaltet werden ([Prasch, 2010](#)). Es wurden zudem die auf dem Eissphärenmodell nach [Pomeroy und Schmidt \(1993\)](#) basierenden Waldschneeprozesse in der von [Liston und Elder \(2006a\)](#) beschriebenen Variante in das Modell integriert ([Strasser et al., 2011](#)). Dabei wurde das von [Liston und Elder \(2006a\)](#) vorgeschlagene Temperatur-Index-Modell zur Entleerung des Interzeptionsspeichers infolge Schmelze durch einen um die Globalstrahlung erweiterten Ansatz nach [Pellicciotti et al. \(2005\)](#) ersetzt. Zudem wurden Erweiterungen zur Abbildung einer gedämpften Temperaturtagesamplitude, geringerer Strahlung und Wind sowie einer modifizierten Luftfeuchte innerhalb des Bestandes implementiert ([Strasser et al., 2011](#)).

Frühere Varianten von ESCIMO wurden auch schon als Teil hydrologischer Modellsysteme erfolgreich eingesetzt (Strasser und Mauser, 2001; Zappa et al., 2003). Zudem existiert auch eine einfache Version des Programms auf Basis einer Tabellenkalkulation (Strasser und Marke, 2010). ESCIMO war zudem eines der bei SnowMIP teilnehmenden Modelle und zeigte bei den Vergleichen gute Übereinstimmung mit beobachteten Schmelzraten (SnowMIP, Etchevers et al., 2004). Durch die Berücksichtigung von Waldschneeprozessen kann ESCIMO auch der Kategorie 3 zugeordnet werden.

Parallel dazu wurde das Schneemodell AMUNDSEN (Alpine Multiscale Numerical Distributed Simulation Engine) in der Programmiersprache IDL entwickelt (Strasser et al., 2004; Strasser et al., 2008; Strasser, 2012), welches neben dem Punktmodell ESCIMO zahlreiche weitere Komponenten zur Beschreibung von Schneeprozessen enthält. Gegenüber ESCIMO ist AMUNDSEN ein flächendifferenziertes Schneemodell, welches die folgenden Prozesse enthält (Strasser, 2012):

- Aufbereitung der meteorologischen Eingangsdaten mit Übertragung auf die Fläche. Aus den Strahlungsdaten werden unter Berücksichtigung von Abschattung Felder erzeugt. Die Interpolation meteorologischer Variablen wird auf der Grundlage einer Höhenregression durchgeführt, wobei bei der relativen Luftfeuchte eine Umrechnung auf die absolute Feuchte erfolgt (Strasser, 2012).
- Für Waldstandorte wird zudem eine Korrektur der Werte, wie sie von Strasser et al. (2011) beschrieben ist, zugeschaltet.
- Im Anschluss daran erfolgt die Schneemodellierung in Anlehnung an die Methode, wie sie ESCIMO zugrunde liegt. Ergänzt werden noch Schneeverlagerungen, sodass im Ergebnis auch gravitative Umlagerungen erfasst werden. Laut Strasser (2012) wird derzeit noch an einem einfachen Modell zur Beschreibung des windinduzierten Schneetransportes gearbeitet.

Ähnlich wie der zuvor erläuterte Ansatz nach Liston und Elder (2006a), enthält AMUNDSEN damit eine vollständige, flächendifferenzierte Beschreibung von Schneeprozessen.

2.3.5 Ein- und mehrdimensionale Schneemodelle

Die zuvor beschriebenen Schneemodelle können im Wesentlichen als nulldimensional (0D) hinsichtlich ihrer Prozessbeschreibung eingeordnet werden, da die Schneedecke als Ganzes modelltechnisch beschrieben wird. Unterteilt man demgegenüber die Schneedecke in mehrere Schichten, so erhält man ein eindimensionales Modell (1D). Diese Diskretisierung bedingt die numerische Lösung partieller Differentialgleichungen für die zugrunde liegenden Prozesse. Von wenigen Ausnahmen abgesehen (z.B. Lehning et al., 2006), werden mehrdimensionale Schneemodelle, welche den Kategorien 3 und 4 der Tabelle 2.4 zugeordnet werden können, wegen des deutlich höheren Daten- und Berechnungsaufwandes eher selten für die Modellierung von Einzugsgebieten eingesetzt. Da

einzelne Schichten mit unterschiedlichen Dichten und Wassergehalten simuliert werden können (die Stratigraphie), eignen sich diese komplexen Modelle insbesondere für Lawinenvorhersagen.

In diesem Abschnitt werden in Kürze einige Vertreter dieser Modellkategorie vorgestellt. Ebenso wie die im vorangegangenen Abschnitt beschriebenen Modelle, handelt es sich bei den hier vorgestellten Modellen um Energiebilanzansätze.

Das Modell SNTHERM (SNOW THERmal Model, Jordan, 1991) ist ein in der Programmiersprache FORTRAN entwickeltes eindimensionales Schneemodell, welches ursprünglich für die Simulation von Temperaturen in der Schneedecke und dem Boden darunter entwickelt wurde. Es handelt sich um eines der etabliertesten Schneemodelle (Frankenstein et al., 2008) und wurde auch im Zuge des SnowMIP-Projekts (Etchevers et al., 2004) als Modell der komplexesten Kategorie eingeordnet.

SNTHERM enthält Gleichungen für die Massen- und Energiebilanz, wobei eine variable Anzahl von Schichten in der Schneedecke bilanziert wird. Zudem sind mathematische Beschreibungen für die Setzung und das Wachstum von Eispartikeln enthalten. Beide Prozesse orientieren sich dabei an den Methoden nach Anderson (1976). Innerhalb der Schneedecke wird Flüssigwasser transportiert. Dafür sind entsprechende Bewegungsgleichungen hinterlegt. Es wird nicht nur eine Oberflächen-Energiebilanz beschrieben, sondern auch für jede Schicht eine Bilanzierung berücksichtigt. Gegenüber dem Wärmetransport, wird der Wasserdampf- und Flüssigwassertransport nur zwischen den Schneeschichten berechnet, nicht jedoch im Boden (Jordan, 1991). Eine Modifikation der Parametrisierung der Schneeralbedo wird von Hardy et al. (1998) vorgeschlagen.

Weitere Vertreter dieser Modellkategorie sind zum Beispiel CROCUS (Brun et al., 1989) und SNOWPACK (Bartelt und Lehning, 2002). Das erstgenannte Modell wird seit über 20 Jahren vom Centre d'Etudes de la Neige in Frankreich zur Lawinenvorhersage eingesetzt. SNOWPACK sowie seine Erweiterung zu Alpine3D (Lehning et al., 2006) bilden eine vergleichbare Modellgrundlage des Instituts für Schnee- und Lawinenforschung in der Schweiz. Die Erweiterung zu Alpine3D umfasst eine Aufbereitung meteorologischer Daten nach verschiedenen Verfahren, Strahlungskorrekturen, ein Schneetransportmodell, Prozessbeschreibungen für Vegetation und Boden sowie ein konzeptionelles Abflussmodell. Vom Umfang her ist Alpine3D damit mit den von Liston und Elder (2006a) vorgestellten Modellen oder AMUNDSEN vergleichbar. Die Prozessgleichungen für die Interzeption folgt den Ansätzen nach Pomeroy et al. (1998) sowie Hedstrom und Pomeroy (1998). Das in Alpine3D verfügbare konzeptionelle Abflussmodell baut auf dem Modell PREVAH (Viviroli et al., 2009) auf (siehe auch Abschnitt 2.3.7). Die Modellierung von Wärme- und Wasserdampftransport erfolgt mit dem SNOWPACK eindimensional, d.h. diese Prozesse werden im Gegensatz zu der Schneetransportmodellierung unabhängig für jede Berechnungszelle simuliert.

Ebenso wie das Modell SNTHERM sind CROCUS und SNOWPACK bzw. Alpine3D nach Etchevers et al. (2004) der Modellkategorie mit der höchsten Komplexität zugeordnet. Darüber hinaus war SNOWPACK auch ein Teilnehmermodell in der Vergleichsstudie für

Waldschneemodelle (SnowMIP2, Rutter et al., 2009).

2.3.6 Schneeprozesse in komplexen mesoskaligen Modellen

Hydrologische und atmosphärische Modelle müssen Schneeprozesse berücksichtigen, da diese nicht nur einen erheblichen Einfluss auf den Wasserkreislauf sondern auch auf die Strahlungs- und Energiebilanz der Erdoberfläche haben und damit klimawirksam sind. Hydrologische Modellsysteme enthalten Prozessbeschreibungen für den Auf- und Abbau einer Schneedecke, häufig als eine von den restlichen Prozessbeschreibungen losgelöste Komponente. Komplexe Wechselwirkungen mit Vegetationsparametrisierungen, wie zum Beispiel der Verdunstungsberechnung nach Penman-Monteith (Penman, 1948; Monteith, 1965), oder Rückkoppelungen mit dem Bodenwärmehaushalt und Bodenwasserhaushalt zur Beschreibung von Bodenfrost, werden nur in wenigen Modellen berücksichtigt (zum Teil beispielsweise in Wigmosta et al., 1994). Ein einfach zu implementierendes Verfahren, welches ohne diese komplexen Wechselwirkungen parametrisiert wird, ist das Temperatur-Index-Verfahren (siehe Abschnitt 2.3.2). Komplexere Energiebilanzansätze, welche die genannten Wechselwirkungen berücksichtigen können, finden eher selten Eingang in hydrologische Modellsysteme. Einen Überblick über Schneekomponenten in verbreiteten hydrologischen Modellsystemen gibt Abschnitt 2.3.7.

Hingegen existieren in atmosphärischen Modellen im Allgemeinen komplexe Landoberflächenmodelle, welche die vielfältigen Wechselwirkungen des Systems Boden-Pflanze-Atmosphäre in einem einzigen Modul bereitstellen. Dies liegt nicht zuletzt daran, dass neben den Auswirkungen auf den landgebundenen Wasserkreislauf auch Strahlungs- und Energieprozesse im Detail abgebildet werden müssen, um das Klima korrekt abzubilden (siehe dazu z.B. Jin und Wen, 2012). Da dieser Typ von Modellen global zum Einsatz kommt und damit für die komplette Bandbreite klimatischer Bedingungen angepasst sein muss, werden robuste, prozessorientierte Ansätze bereitgestellt. Um den Energieaustausch zwischen Landoberfläche und Atmosphäre auch bei einer vorhandenen Schneedecke realistisch zu beschreiben, müssen Schneeprozesse unter Berücksichtigung von Energie- und Feuchteausgleich abgebildet werden (Essery et al., 1999). Anders als bei hydrologischen Modellen ist der Grad der Prozessbeschreibung in atmosphärischen Modellen im Allgemeinen höher, obwohl keine detaillierte Simulation des Abflusses erfolgt (nur Abflussbildung zur Beschreibung des Bodenwasserhaushalts, Abflusskonzentration und Routing fehlen i.A.). So entspricht beispielsweise bei den Letztgenannten die Schließung der Turbulenz einer höheren Ordnung als bei den erstgenannten. Zudem muss wegen der zum Teil großen Unterschiede hinsichtlich der räumlichen Auflösungen in atmosphärischen Modellen (z.B. 2° bis hin zu 1 km) auch eine geeignete Beschreibung der Subgrid-Variabilität erfolgen (siehe z.B. Liston, 2004). Dabei kann zum Beispiel der Fall einer nur zum Teil mit Schnee bedeckten Gitterzelle in den Simulationen erfasst werden. Der Einfluss solcher Skalenprobleme wird im Hinblick auf Beobachtungen und Modelle in Abschnitt 2.4 näher beleuchtet.

Ein Beispiel für ein solches Landoberflächenmodell ist das sogenannte Noah-LSM¹⁵ (Chen und Dudhia, 2001; Ek, 2003). Die Berücksichtigung der Schneedecke im Modell ist nulldimensional und enthält eine Parametrisierung der Subgrid-Variabilität. Die potentielle Verdunstung wird mit Hilfe des Ansatzes nach Penman-Monteith (Penman, 1948; Monteith, 1965) berechnet, wobei der aerodynamische Widerstand (siehe Anhang, Abschnitt C) mit einer Parametrisierung beschrieben wird, welche auf Grundlage von Windgeschwindigkeit und Rauigkeitslänge aufbaut. Die Rauigkeitslänge wird zum Beispiel nicht für eine Schneebedeckung korrigiert, was Wang et al. (2010) u.a. dazu veranlassten, die Schneemodellierung im Noah-Modell zu überarbeiten. In der beschriebenen Studie werden Verbesserungen der Beschattung durch Vegetation, des aerodynamischen Widerstandes im Bestand, des Bodenwärmestroms, der o.g. Rauigkeitslänge sowie der Schneedichteberechnungen getestet. In einer anderen Untersuchung schlagen Livneh et al. (2010) u.a. Verbesserungen der Schneealbedo-Parametrisierung vor, indem sie einige Modifikationen bei der Vorgabe der Parameter des Modells nach USACE (1956) vorschlagen. Trotz der genannten Verbesserungen sehen beispielsweise Pavelsky et al. (2011) noch Bedarf für Verbesserungen der Schneemodellierung des Noah-Modells.

Das Noah-LSM wurde auch neben einigen der zum Teil beschriebenen Punktmodelle in den Vergleichsuntersuchungen SnowMIP 1 und 2 (Etchevers et al., 2004; Rutter et al., 2009) sowie PILPS 2d¹⁶ (Schlosser et al., 2000) untersucht. Im Projekt SnowMIP wurde es der Kategorie 2 zugeordnet.

Niu et al. (2011) entwickelten das Noah-LSM weiter, indem sie intensive Tests mit verschiedenen Repräsentationen für diverse Prozesse durchführten. Das daraus hervorgegangene Noah-Modell mit Multiparametrisierungsoptionen (Noah-MP) wird in der zitierten Studie vorgestellt und enthält insbesondere hinsichtlich der Schneeprozesse interessante Erweiterungen. Anstelle der Einschichtrepräsentation von Schnee erfolgt nun eine Einteilung in bis zu drei Schichten in Abhängigkeit von der Gesamtschneehöhe. Darüber hinaus existiert eine zusätzliche Beschreibung eines Schneeinterzeptionsspeichers nach (Niu und Yang, 2004), welcher den Grundgedanken von Hedstrom und Pomeroy (1998) folgt. Die Schneemetamorphose für die Schneespeicher unter dem Interzeptionsspeicher werden durch die Gleichungen von Anderson (1976) beschrieben. Durch diese Erweiterung kann man das Modell in die Kategorie 3 hinsichtlich der Komplexität der Prozessbeschreibung einordnen. Bei einem direkten Vergleich mit dem zuvor beschriebenen Noah-Modell konnten Niu et al. (2011) deutlich bessere Übereinstimmungen mit Beobachtungen nachweisen.

Die hier kurz skizzierten Entwicklungen des Noah-LSM vermitteln einen Eindruck, wie Prozessbeschreibungen in den vergangenen Jahren für Landoberflächenmodelle

¹⁵Noah = Zusammenschluss von NCEP, Oregon State University, Air Force, NWS Hydrology Lab; NCEP = National Center Centers for Environmental Prediction; LSM = Land Surface Model.

¹⁶Project for the Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes

weiterentwickelt worden sind. Berücksichtigt man, dass auf der Globalskala Regionen mit einer saisonalen Schneebedeckung mit ausgedehnten Waldgebieten zusammenfallen, wird deutlich, dass Schneeprozesse in Wäldern auch für Landoberflächenmodelle von übergeordneter Bedeutung sind. Wie die Literaturübersicht aus Abschnitt 2.1.5 zeigt, sind viele für die Modellierung relevante Untersuchungen dazu erst in den vergangenen 15 Jahren durchgeführt worden. Diese Erkenntnisse tragen maßgebend zur Verbesserung von bestehenden Landoberflächenmodellen bei.

So wurde beispielsweise das vom Kanadischen Wetterdienst entwickelte CLASS (Canadian Land Surface Scheme) bereits relativ früh um Prozessgleichungen in Wäldern, wie sie in Abschnitt 2.1.5 beschrieben wurden, erweitert (Bartlett et al., 2006). Diese verbesserten Prozessbeschreibungen sollten bei Modellerweiterung künftig stärker in den Vordergrund rücken (Dutra et al., 2012).

2.3.7 Überblick: Schneemodelle als Komponenten hydrologischer Modellsysteme

„Why are there so many hydrological models available? Precisely because each has some adjustable parameters that can be calibrated in each application and there is enough uncertainty in the terms of the water balance equation that no hydrologist expects perfect agreement between predictions and observations.“

Keith Beven (2012)

In den vorigen Abschnitten wurden die wesentlichen Zusammenhänge schneehydrologischer Prozesse sowie deren praktische Umsetzung in Modellen beschrieben. Der Fokus dieser Arbeit liegt auf der Anwendung dieser Schneemodelle in der hydrologischen Modellierung von Einzugsgebieten. Für diesen Zweck existieren eine Reihe von Modellsystemen mit unterschiedlichen Komplexitätsgraden und Anwendungen. Alle hydrologischen Modellsysteme, welche für die Simulation von langen Zeiträumen zur Beschreibung des Wasserhaushalts entwickelt wurden, müssen eine saisonale Speicherung der Schneedecke in Betracht ziehen, sofern sie in den höheren Breiten oder Gebirgsregionen zum Einsatz kommen sollen. Gegenüber einfachen Niederschlag-Abfluss-Modellen sind dafür laut Klemeš (1990) die folgenden Datenaufbereitungen von Punkt- zu Flächenwerten notwendig:

1. Niederschlagsmenge (durch die Topographie im Gebirge oft komplexer als bei einfachen Niederschlag-Abfluss-Modellen)
2. Niederschlagsart (Regen oder Schnee, ggf. Mischniederschläge)
3. Energie (oder mindestens die Temperatur als ‚Ersatz‘)

Die Übertragung der Werte vom Punkt der Beobachtung zur Einzugsgebietsfläche muss daher insbesondere im Gebirge sorgfältig durchgeführt werden (Klemeš, 1990; Braun und Rohrer, 1992; Blöschl und Grayson, 2001). Dieser Aspekt und die damit verbundenen Unsicherheiten werden in Abschnitt 2.4 aufgegriffen. Sollen Modellparameter der

Schneekomponente eines hydrologischen Modells regionalisiert werden, so muss diese Regionalisierung stets auch auf das „meteorologische“ Modell bezogen werden, „welches die Interpolation der Eingangsdaten vornimmt“ (Braun und Rohrer, 1992). Dieser Aspekt verkompliziert die Klassifikation hydrologischer Modellsysteme, da die Aufbereitung zum Teil intern als auch extern erfolgen kann. Häufig sind diese Übertragungsverfahren der Punktinformationen auch nicht so gut dokumentiert wie die Prozessmodelle selbst. Da eine Übertragung der Stationswerte generell durch ein geeignetes Preprocessing durch den Anwender, zum Beispiel durch die Aufbereitung von Pseudostationen in einem Raster durch komplexe Verfahren, erfolgen kann, soll dieser Aspekt hier nicht in die Zusammenstellung der Modelle einfließen.

Die Tabelle 2.7 stellt die wichtigsten Informationen über eine Reihe bekannter Modellsysteme hinsichtlich der Schneemodellierung zusammen und orientiert sich damit an ähnlichen Zusammenstellungen aus zum Beispiel Lempert (2000) und Refsgaard et al. (2010). Anders als in den genannten Referenzen, werden hier die Schneekomponenten als besonderes Merkmal der einzelnen Modellsysteme herausgearbeitet. Ausgewählt wurden Modellsysteme, welche international aber auch national erfolgreich angewendet werden. Ein Teil der Modellbeschreibungen sind in dem viel beachteten Sammelwerk von Singh (1995) zu finden. Auch wenn seit dessen Erscheinung einige Jahre vergangen sind, die beschriebenen Modellkonzepte haben sich seither wenig geändert. Ein Großteil dieser Modelle ist hinsichtlich der Prozessbeschreibung als konzeptionell einzuordnen. Die räumliche Untergliederung wird im Wesentlichen über Rasterzellen oder sogenannte Hydrotope (HRU) erreicht. Hydrotope fassen Flächen gleichen hydrologischen Verhaltens innerhalb eines (Teil-) Einzugsgebietes zusammen. Mögliche Kriterien für die Ableitung von Hydrotopen können Bodenarten, die Landnutzung oder topographische Eigenschaften wie Geländehöhe, Hangneigung oder Exposition sein. Topographische Einflüsse können insbesondere dann bei der Ableitung von Hydrotopen von Bedeutung sein, wenn Schneeprozesse berücksichtigt werden sollen. Häufig werden Rastermodelle als *distributed* bezeichnet (sinngemäß: flächendifferenziert), wohingegen auf Hydrotopen aufgebaute Modelle als *semi-distributed* eingestuft werden. Die o.g. Abhängigkeit von Komplexität hinsichtlich der Prozessbeschreibung und räumlicher Diskretisierung zeigt sich in Tabelle 2.7. Die wenigen physikalisch basierten Modelle basieren auf Rasterflächen, obwohl auch andere Konzepte wie unregelmäßige Dreiecke zur Anwendung kommen können (Lempert, 2000).

Die meisten dieser Modellsysteme sind standardmäßig mit dem T-Index-Verfahren ausgestattet. All jene Modellsysteme, welche ohnehin einen relativ hohen Grad der Modellkomplexität aufweisen (z.B. SHETRAN oder WaSiM) bieten weitere, komplexere Ansätze als Option an. 1D-Energiebilanzansätze, welche die Schneedecke in einzelne Schichten unterteilen und den Wärme- und Wassertransport numerisch beschreiben, stellen in dieser Übersicht eine Ausnahme dar (SHE). In einigen Modellsystemen (z.B. DHSVM) ist kein T-Index-Verfahren enthalten.

Eine komplette (physikalisch begründete) Prozessbeschreibung (s.o.) einschließlich

der Schneedrift ist im Allgemeinen nur in Modellen mit einer räumlichen Gliederung in Rasterzellen möglich. Umverteilung von Schnee kann aber auch auf HRU-basis erfolgreich angewendet werden, wie es [MacDonald et al. \(2009\)](#) mit Parametrisierungen auf Basis von Umverteilungsfaktoren demonstrieren.

Das in dieser Arbeit verwendete und erweiterte Modellsystem PANTA RHEI spiegelt damit hinsichtlich der für Schneeprozesse bereitgestellten Optionen die Vielfalt der in der Praxis und Forschung eingesetzten Modellsysteme gut wider. Für die Simulation der Schneeprozesse unter Berücksichtigung der Energiebilanz stehen zudem mehrere Verfahren zur Auswahl (siehe Kapitel 6).

Tab. 2.7: Hydrologische Modellsysteme und deren Schneekomponenten. Die Modelle werden in die Kategorien konzeptionell oder physikalisch basiert eingeteilt. Die Einordnung bezieht sich auf die gesamte Prozessbeschreibung und soll einen einfachen Überblick ermöglichen. Die Übergänge zwischen den Kategorien der Prozessbeschreibung sind fließend, weshalb eine klare Abgrenzung nicht immer möglich ist. Weiterhin wird angegeben, wie die räumliche Gliederung des Einzugsgebietes (EZG) vorgenommen wird. EZG bedeutet, es wird nur das gesamte Einzugsgebiet betrachtet (*lumped*), wohingegen sonst Rasterzellen oder Hydrotope (HRU) üblicher sind.

Modellsystem	Quellenangabe	Kategorie	Schneekomponente	Erweiterungen, Anmerkung
Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM)	Wigmosta et al. (1994)	physikalisch / Raster	Energiebilanzansatz	
Hydrologic Modeling System (HEC-HMS)	Feldmann (2000); Scharffenberg und Fleming (2010)	konzeptionell / EZG	T-Index mit Kälteinhalt	Einige Prozessbeschreibungen auch für Rasterzellen
Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning model (HBV)	Bergström (1995)	konzeptionell / HRU	T-Index	zahlreiche Erweiterungen
Large Area Runoff Simulation Model (LARSIM)	Bremicker (2000)	konzeptionell-physikalisch / Raster	erweitertes Verfahren n. Knauf (1980), basierend auf dem Setzungsverfahren (Bertle, 1966)	
Niederschlag-Abfluss-Modell NASIM	Hydrotec (2012)	konzeptionell / HRU	erweitertes Verfahren n. Knauf (1980), basierend auf dem Setzungsverfahren (Bertle, 1966)	
PANTA RHEI	LWI-HYWAG und IfW (2012)	konzeptionell / HRU, siehe *	T-Index, Anderson (1973)	* diverse Erweiterungen, z.T. physikalisch basiert, siehe Kapitel 6
Precipitation-Runoff-Evapotranspiration HRU Model (PREVAH)	Viviroli et al. (2009)	konzeptionell / HRU	erw. T-Index (Hock, 1999), ESCIMO (Strasser et al., 2002; Zappa et al., 2003)	
Precipitation-Runoff Modeling System (PRMS)	Leavesley und Stannard (1995)	konzeptionell-physikalisch / HRU	Energiebilanzansatz	

Fortsetzung von Tab. 2.7

Modellsystem	Modellbeschreibung	Kategorie	Schneekomponente	Erweiterungen, Anmerkung
Soil and Water Assessment Tool (SWAT)	Arnold et al. (1998), Arnold und Fohrer (2005), Abbott et al. (1986a); Abbott et al. (1986b); Refsgaard et al. (2010)	konzeptionell-physikalisch / HRU	T-Index	Energiebilanzkomponente (Debele et al., 2010), $\Delta t=1d$
Système Hydrologique Européen (SHE) (jetzt MIKE-SHE und SHETRAN)	Abbott et al. (1986a); Abbott et al. (1986b); Refsgaard et al. (2010)	physikalisch / Raster	T-Index, Energiebilanz, 1D-Energiebilanzmodell	MIKE-SHE (Refsgaard und Storm, 1995), SHETRAN (Baithurst et al., 1995)
Water balance Simulation Model (WaSiM)	Schulla (1997); Schulla (2012)	konzeptionell-physikalisch / Raster	T-Index, Ansätze nach Anderson (1973) und Braun (1985)	

2.3.8 Modellkomplexität

Im Zuge der letzten Abschnitte wurde eine ganze Reihe von möglichen Lösungsansätzen zur Beschreibung der Schneedeckenentwicklung vorgestellt. Von einfachen Index-Verfahren über nulldimensionale Energiebilanzansätze bis hin zu mehrdimensionalen Schneemodellen reicht die verfügbare Bandbreite von Schneemodellen. Die Frage nach der erforderlichen Modellkomplexität, zum Beispiel ‚black box‘ oder ‚grey box‘, lässt sich nicht ohne Weiteres beantworten. Eine weitere Frage könnte sein, welchen Grad die ‚grey box‘ ausweisen sollte.

Wie bereits erläutert, weisen atmosphärische Modelle ohnehin einen hohen Grad der Prozessbeschreibung auf (siehe Abschnitt 2.3.6). Bei hydrologischen Modellsystemen ist dies keineswegs so eindeutig. Es existieren eine Vielzahl von Modellsystemen mit einfachen Temperatur-Index-Verfahren. Wie die Übersicht des Abschnitts 2.3.7 zeigt, sind Energiebilanzansätze, sofern sie implementiert sind, eine optionale Komponente. Die Auswahl des Modells kann damit in Abhängigkeit von den verfügbaren Eingangsdaten erfolgen. Häufig fehlen geeignete Eingangsdaten (meteorologische Felder) auf der Einzugsgebietsbasis zum Einsatz von Energiebilanzansätzen (siehe z.B. [Rango und Martinec, 1995](#)). Denn anders als beim Temperatur-Index-Verfahren reicht die ausschließliche Bereitstellung von Niederschlag und Temperatur als Randbedingungen für die Anwendung von Energiebilanzansätzen im Allgemeinen nicht aus. Eine Ausnahme stellt die Untersuchung von [Walter et al. \(2005\)](#) dar, wo ein sehr einfaches Energiebilanzmodell entwickelt wird, welches mit den gleichen Daten wie das Temperatur-Index-Verfahren eingesetzt werden kann und im geschilderten Fall sogar bessere Ergebnisse liefert.

Dass ein Vergleich verschieden komplexer Modelle keineswegs immer zu Gunsten der komplexeren Ansätze ausgeht, soll anhand einiger Beispiele aus der Literatur belegt werden:

Bei einem Schneemodellvergleich auf der Einzugsgebietsbasis im Modellsystem PRE-VAH stellen [Zappa et al. \(2003\)](#) fest, dass Temperatur-Index-Verfahren die Beobachtung besser wiedergeben als ESCIMO. Mögliche Ursachen für dieses Ergebnis werden der flexibleren Anpassung des Temperatur-Index-Verfahrens an Beobachtungen über Kalibrierparameter und der höheren Sensitivität gegenüber der Qualität von Eingangsdaten bei Energiebilanzansätzen zugeschrieben. [Kuchment und Gelfan \(1996\)](#) entwickelten einen Energiebilanzansatz auf Grundlage der in Abschnitt 2.1.3 vorgestellten Parametrisierungen der turbulenten Wärmeströme nach [Kuz'min \(1961\)](#) und konnten mit diesem Ansatz bessere Ergebnisse auf der Punkt- und Einzugsgebietsskala erzielen als mit dem Temperatur-Index-Verfahren. Im Ergebnis empfehlen [Kuchment und Gelfan \(1996\)](#) die Verwendung des Energiebilanzansatzes.

Ein neuer Energiebilanzansatz bringt laut [Franz \(2006\)](#) und [Franz et al. \(2008\)](#) keine Verbesserungen gegenüber dem bewährten SNOW₁₇-Modell nach [Anderson \(1973\)](#). Nach [Franz et al. \(2008\)](#) können insbesondere inadäquate Beobachtungen auf der Skala des Einzugsgebiets als Einschränkung für die Bewertung eines Energiebilanzansatzes (im

Vergleich mit dem bewährten Verfahren) angesehen werden. Bei ähnlichen Vergleichen mit dem Temperatur-Index-Verfahren berichten [Fuka et al. \(2012\)](#) im Gegensatz dazu über bessere Ergebnisse auf Grundlage des im Modellsystem SWAT implementierten Energiebilanzansatzes nach [Walter et al. \(2005\)](#).

Zweifelsohne lässt sich nach [Beven \(2001\)](#) das Temperatur-Index-Verfahren als bewährter Ansatz einordnen. Ein weiterer Grund für die Verbreitung liege in der Tatsache begründet, dass Energiebilanzansätze nicht zwingend bessere Ergebnisse liefern, wie auch die zuvor genannten Beispiele zeigen. Zu einem ähnlichen Schluss gelangt [Seibert \(1999\)](#) und nennt die häufig unzureichenden meteorologischen Randbedingungen als einen Grund dafür. Während [Ohmura \(2001\)](#) dem Temperatur-Index-Verfahren einen höheren Grad der Prozessbeschreibung zuschreibt als zum Beispiel [Beven \(2001\)](#), der es empirisch nennt, kommt [Weber \(2004\)](#) auf der Grundlage umfangreicher Auswertungen zu dem Schluss, dass es für vergletscherte Einzugsgebiete auf Tagesbasis „trotz der mangelhaften theoretischen Grundlage auch weiterhin als praktikabler Ansatz in konzeptionellen Niederschlag-Abflussmodellen verwendet werden kann.“ Anzumerken ist, dass selbst sehr komplexe Prozessmodelle, wie sie beispielsweise von [Anderson \(1976\)](#) beschrieben werden, stets auch zu einem gewissen Grad auf empirischen Parametrisierungen beruhen ([Beven, 2012](#)). In dem zuvor genannten Beispiel betrifft dies zum Beispiel die Schneesetzungsgleichungen, welche als empirisch eingeordnet werden können.

Als Nachteil komplexer Modelle wird der zum Teil erheblich größere Aufwand bei der Modellkalibrierung gesehen, da viele dieser Modelle als überparametrisiert gelten ([Kirchner, 2006](#)). Eine Anwendung komplexer Punktskalenmodelle auf der Einzugsgebietsskala wird zudem durch die Skalierung der Prozessbeschreibung einschließlich der darin enthaltenen Parameter erschwert, was im Abschnitt 2.4 wieder aufgegriffen wird.

Es gibt eine Reihe von Argumenten, die trotz der genannten Schwierigkeiten für die Anwendung von Energiebilanzansätzen sprechen. [Charbonneau et al. \(1981\)](#) zeigen, dass das Temperatur-Index-Verfahren bei verschiedenen Wettersituationen und komplexer Topographie nicht geeignet sei. Zu einer relativ ähnlichen Feststellung gelangen [Bathurst und Cooley \(1996\)](#) und [Bales et al. \(2006\)](#). Der Wert des Gradtagfaktors werde empirisch ermittelt und die Zuverlässigkeit dieser Methode sei fraglich für Randbedingungen, welche von denen des Kalibrierungszeitraums abweichen ([Bathurst und Cooley, 1996](#)). Nach [Bales et al. \(2006\)](#) eignen sich empirische Ansätze gut zur Abbildung typischer, durchschnittlicher Witterungsabschnitte, wohingegen Situationen, welche nicht in den historischen Daten enthalten sind, nur schlecht abgebildet werden können. [Barry und Gan \(2011, S. 46\)](#) kritisieren, dass das Temperatur-Index-Verfahren eine Reihe von Prozessen vernachlässige, die insbesondere für Bedingungen außerhalb der mittleren Breiten relevant seien.

[Merz et al. \(2011\)](#) überprüfen in ihrer Untersuchung die „Zeitstabilität“ von Parametern, indem sie die Gradtagwerte verschiedener 5-jähriger Kalibrierzeiträume für zahlreiche Einzugsgebiete vergleichen. Während der mittlere Gradtagfaktor für Kalibrierzeiträume der späten 1970er Jahre noch $1,8 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ beträgt, sinkt er auf $1,65 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ in

den 2000er Jahren. Als mögliche Erklärung führen [Merz et al. \(2011\)](#) die höhere Schneeakkumulation in den früheren Jahren sowie die damit verbundene spätere Schmelze mit einer größeren Bedeutung von Regen-auf-Schnee-Ereignissen und kurzweiliger Strahlung an.

Aus den genannten Literaturquellen wird deutlich, dass es Unsicherheiten bei der Anwendung des Temperatur-Index-Verfahrens im Zusammenhang mit Szenarien gibt. Den komplexeren Energiebilanzansätzen wird dabei eine höhere Glaubwürdigkeit der Simulationen beigemessen. Zum Beispiel führen [Braun und Rohrer \(1992\)](#) aus, dass für „komplexere Fragestellungen, wie zum Beispiel mögliche Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt eines Gebietes [...] auf detaillierte Energie- und Massenbilanzmodelle zurückgegriffen werden muss.“

Auf die Problematik von Gebieten ohne Pegelbeobachtungen weisen [Pomeroy et al. \(2007\)](#) hin und fordern für solche Fragestellungen Modelle mit einem höheren Grad an Modellphysik. Vor ähnliche Probleme wird der Modellierer gestellt, wenn sehr ausgeprägte Landnutzungsänderungen in einem Gebiet auftreten. Für einen solchen Fall empfehlen [Singh et al. \(2009\)](#) den Einsatz physikalisch begründeter Schneemodelle, um eine erneute, häufig nicht mögliche Kalibrierung zu umgehen.

Der Einsatz von Energiebilanzansätzen in der Hydrologie beschränkt sich im Allgemeinen auf nulldimensionale Schneemodelle, d.h. es wird nur eine Schicht zur Beschreibung der Schneedecke betrachtet. [Morris \(1982\)](#) erhält bei einer mehrdimensionalen Schneekomponente bessere Ergebnisse auf der Einzugsgebietsskala im Modellsystem SHE als mit einem nulldimensionalen Ansatz. Weitere Vergleichsstudien hinsichtlich der vertikalen Diskretisierung von Schneekomponenten auf der Einzugsgebietsskala sind nicht bekannt.

Stellt man die genannten Vor- und Nachteile des Temperatur-Index-Verfahrens und der komplexeren Energiebilanzansätze gegenüber, so lässt sich zusammenfassen, dass beide Verfahren prinzipiell für Modellierung von Schneeprozessen geeignet sind. Als entscheidender Vorteil von Energiebilanzansätzen dürfte die bessere Eignung für Szenarien angeführt werden. Dennoch darf die beschriebene Problematik der meteorologischen Randbedingungen auf der Skala des Einzugsgebietes nicht außer Acht gelassen werden. Die kurze Literaturübersicht zeigt, dass gerade in diesem Zusammenhang Probleme bei der Anwendung von Energiebilanzansätzen existieren. Diese Skalenproblematik wird im letzten Abschnitt 2.4 dieses Kapitels unter Berücksichtigung von Beobachtungen und Modellen näher beschrieben.

Nach [Kirchner \(2006\)](#) ist die Frage nicht, ob ein Modell wegen der geforderten Szenariofähigkeit physikalisch sein sollte, sondern, wie diese Physik auf der Skala des Modells umgesetzt werden kann.

2.4 Beobachtungen, Skalenübergänge und Unsicherheiten bei der Modellierung

Die in diesem Kapitel beschriebenen Prozesse, Messungen und Modelle sind stets für eine bestimmte Skala repräsentativ. So sind auf unterschiedlichen Skalen, wie sie beispielsweise anhand der Angaben in Tabelle 2.8 differenziert werden können, andere Prozesse dominant (Blöschl und Sivapalan, 1995). Beispielsweise ist der Einfluss der Schneedrift auf der Einzugsgebietsskala weniger bedeutend als auf der Hangskala. Die räumliche Variabilität in einem Einzugsgebiet ist im Wesentlichen durch die Variabilität der meteorologischen Felder bedingt (Clark et al., 2011a). Dies bedeutet allerdings nicht, dass Prozesse wie etwa die Schneedrift grundsätzlich für die Einzugsgebietsmodellierung vernachlässigt werden können.

Tab. 2.8: Längenskalen und damit verbundene dominante Prozesse bzw. Eigenschaften in der Schneehydrologie. Die Längenangaben dienen der ungefähren Orientierung. Zusammengestellt aus Clark et al. (2011a).

Nr.	Skala	Längenskala	Beispiele dominanter Prozesse / Eigenschaften
1	Punktskala	bis 5 m	Oberflächenrauigkeit, einzelne Bäume, Sträucher
2	Hangskala	1 bis 100 m	Bruchkanten (topographisch), Lawinen
3	Einzugsgebietsskala	100 m bis 10 km	Hangneigung, Exposition
4	Regionalskala	10 km bis 100 km	Niederschlagsgradienten über Gebirgskämme hinweg

Dieser unterschiedliche Skalenbezug von Prozessen erschwert häufig einen Vergleich von Modellen mit Beobachtungen. Bewährte Methoden in der Modellierung, welche für eine bestimmte Skala konzipiert wurden, sind daher auch nicht zwangsläufig auf einer anderen Skala gleichermaßen anwendbar (siehe Abschnitt 2.3.8). Blöschl und Sivapalan (1995) sowie Blöschl (1999) definieren daher den Skalenbezug von Modellen und Beobachtungen mit Hilfe der Begriffe *spacing* (= Abstand zwischen Beobachtungen/Elementarelementen), *extent* (= Ausdehnung der Untersuchung) und *support* (= repräsentative Fläche/Volumen der Beobachtung/des Elementarelementes, siehe Abbildung 2.11). Beobachtungen können in diesem Fall klassische Punktwerte oder flächendeckende Datensätze aus Fernerkundungsdaten sein. Die ‚Abstände‘ sind dabei räumlich und zeitlich zu sehen. Im Allgemeinen weisen sowohl die Beobachtungen als auch die Elementarelemente des Modells (z.B. Rasterzellen oder Hydrotöpfe) Längen- oder Zeitintervalle auf, die 1. voneinander abweichen und 2. nicht die tatsächliche Variabilität der untersuchten Variable widerspiegeln, wie es Abbildung 2.12 verdeutlicht. Die in der Abbildung 2.12 gezeigten Skalierungen, welche beide Richtungen, also das *Upscaling* und das *Downscaling* abdecken, stellen eine große Herausforderung für räumlich-zeitliche Auswertung von Beobachtungen, die Modellierung sowie die Modellevaluierung anhand von Beobachtungen dar. Im Folgenden werden diese Probleme in Kürze im Hinblick auf die Modellierung einschließlich der Modellentwicklung sowie deren (i.A. aus Beobachtungen ermittelten) Randbedingungen beschrieben.

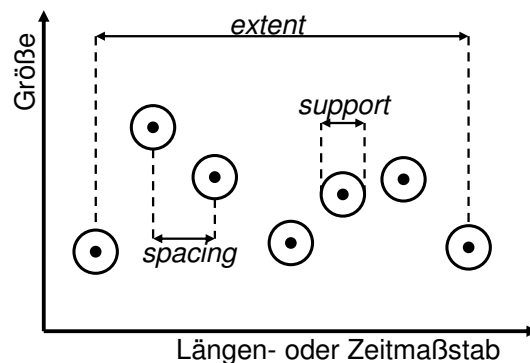


Abb. 2.11: Skizze zur Erläuterung der Begriffe (das sog. Skalentruplett), welche den Skalenbezug von Messungen und Modellen beschreiben (verändert nach Blöschl und Sivapalan, 1995).

Skalenunsicherheiten in der Prozessbeschreibung

Hydrologische Modelle enthalten Prozessbeschreibungen, welche für ein Elementarelement als repräsentativ angenommen werden. Die für die Punktskala abgeleiteten Gleichungen, wie zum Beispiel die Richards-Gleichung, sind dann streng genommen nicht mehr gleichermaßen anwendbar. Die einfachste Upscaling-Methode (von der Punkt- zur Elementarflächenskala) ist die Annahme, dass die auf der Punktskala gültigen Parameter auch für eine Elementarfläche repräsentativ sind, obwohl die dominanten Prozesse beim Skalenübergang wechseln können (Blöschl und Sivapalan, 1995). Diese Elementarfläche wird in diesem Fall als homogen angenommen, d.h. es gibt keine ‚Subgrid-Variabilität‘¹⁷. Punktskalenparameter werden fortan zu sogenannten *Effektivparametern*, welche durch das Upscaling „auf irgendeine Art“ auch die Heterogenität des Flächenelementes durch Kalibrierung enthalten (Kirchner, 2006). Eine sich daraus ergebende Schwierigkeit bei der Anwendung komplexer Modelle ist die Vielzahl solcher Effektivparameter. Diese werden im Zuge der Kalibrierung eines Modells optimiert und verursachen Freiheitsgrade, die nicht durch die vorliegenden zur Kalibrierung bereitstehenden Beobachtungen eingegrenzt werden können (ebenda).

Erhält man ähnliche akzeptable Ergebnisse mit unterschiedlichen Parametersätzen, so spricht man von Äquifinalität (siehe z.B. Beven, 2002a). Laut Beven (2002a) könne dieses Problem ferner auch infolge ungünstig definierter optimaler Bedingungen (Nichtidentifizierbarkeit einer Zielfunktion) oder durch viele lokale Optima (Nichteindeutigkeit) auftreten. Kirchner (2006) folgert, dass „überparametrisierte“ Modelle „gute mathematische Marionetten“ seien, „die zur Melodie der Kalibrierung tanzen“. An dieser Stelle soll ergänzt werden, dass die geschilderte Problematik natürlich insbesondere bei komplexen Modellen relevant ist und daher auch Gegenstand der Diskussionen um die Modellkomplexität (Abschnitt 2.3.8) ist. Der Aspekt wurde hier aufgegriffen, da durch das Upscaling die physikalische Bedeutung von Parametern nicht mehr zwingend gegeben sein kann

¹⁷Ein Beispiel für ein zeitliches Upscaling ist z.B. die Berechnung der Schneeschmelze mit dem Temperatur-Index-Verfahren für $\Delta t = 1$ d. Die unterschiedlichen Schmelzraten, welche sich durch den Tagesgang der meteorologischen Elemente ergeben, müssen parametrisiert werden, da sie nicht aufgelöst werden (=Subgrid).

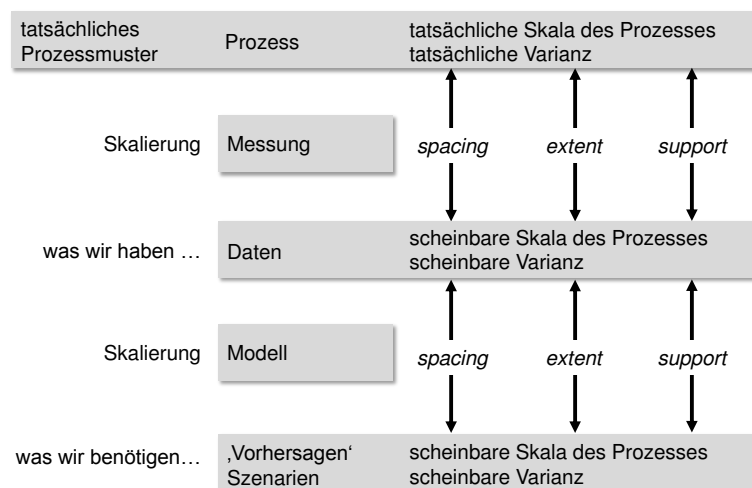


Abb. 2.12: Skalenübergänge in der Schneehydrologie (aus Blöschl, 1999). Die Übersetzungen der englischsprachigen Fachtermini wurde zum Teil Gattke (2006) entnommen. Typischerweise weichen die in Abb. 2.11 veranschaulichten jeweiligen Skalentriplets bei Messungen, Modellen und den zu ermittelnden ‚Vorhersagen‘ (wie z.B. Szenarienrechnungen) voneinander ab. Von der Datenerhebung bis hin zum Projektergebnis sind daher stets Skalenübergänge in geeigneter Weise zu überbrücken.

und die Unsicherheit in Bezug auf die Parameter damit steigt.

Eine weitere Möglichkeit, nicht aufgelöste Prozesse abzubilden, besteht darin, statistische Verteilungen vorzugeben. Nach Liston (2004) eignet sich die Log-Normal-Verteilung, um die Verteilung des Wasseräquivalents der Schneedecke abzubilden. An dieser Stelle ist anzumerken, dass es keinen allgemein akzeptierten Weg gibt, wie die Subgrid-Variabilität berücksichtigt werden soll (Beven, 2012). Dies ist ein grundsätzliches Problem bei der Entwicklung von prozessorientierten Modellen, da häufig deduktive Theorien oder auf der Labor- oder Feldskala abgeleitete Ansätze in Modelle der Mesoskala und darüber hinaus übertragen werden.

Im Allgemeinen wird diese Problematik bei physikalisch begründeten hydrologischen Modellen in Kauf genommen. Die meisten dieser Modelle, wie sie zum Beispiel von Refsgaard (1996) beschrieben werden, folgen der sogenannten Blaupause („Blueprint“) für physikalisch begründete Modelle nach Freeze und Harlan (1969).

Beven (2002b) kritisiert diesen Ansatz und schlägt vor, dass eine neue Blaupause Gleichungen berücksichtigen solle, welche auf der Einzugsgebietsskala [sog. *Representative Elementary Watershed (REW)*] direkt abgeleitet werden. Dieser alternative Weg ist bei Reggiani et al. (1998) bzw. Reggiani et al. (1999) beschrieben und ist insbesondere in Bezug auf die Initiative der IAHS¹⁸ „Prediction of Ungauged Basins (PUB)“ (Sivapalan et al., 2003; Lee et al., 2005) ein aktuelles Forschungsthema¹⁹.

Die grundlegende Theorie baut dabei auf der Erhaltung von Masse, Energie und

¹⁸International Association of Hydrological Sciences (Association internationale des sciences hydrologiques)

¹⁹Neben dieser räumlichen Extrapolation verweisen Merz et al. (2011) zudem auf die Notwendigkeit der zeitlichen Extrapolation von transienten Modellparametern und schlagen darüber hinaus den Begriff ‚Prediction in Ungauged Climates (PUC)‘ vor.

Impuls sowie dem 2. Hauptsatz der Thermodynamik (Entropiesatz) auf. Einzelne Kompartimente im hydrologischen System oder Zonen, wie sie [Reggiani et al. \(1998\)](#) nennen, werden auf dieser Grundlage mathematisch beschrieben. Dabei werden alle wesentlichen Interaktionen in dem daraus erhaltenen Gleichungssystem berücksichtigt. Da deutlich mehr Unbekannte als Gleichungen existieren, müssen weitere Beziehungen zur Parametrisierung entwickelt werden. Diese werden in Anlehnung an Turbulenzprobleme (siehe dazu auch Kapitel 5) in der Grenzschichtmeteorologie ‚closure relations‘ genannt. Die Entwicklung dieser Hilfsbeziehung sowie die Ableitung von Parametern setzt [Beven \(2006\)](#) wegen der Nichtlinearität, Hystereseeffekten sowie Skalenabhängigkeiten mit der „Suche nach dem Heiligen Gral“ in der Hydrologie gleich. [Clark et al. \(2011b\)](#) bewerten die damit verbundenen Schwierigkeiten als schwer fassbare Herausforderung. [Tian et al. \(2006\)](#) und [Mou et al. \(2008\)](#) entwickelten das System unter Berücksichtigung von Schnee und Gletschern weiter.

Von den Punktbeobachtungen zu flächendeckenden Informationen

Abgesehen von diesen, durch die Skalenabhängigkeit von Prozessbeschreibungen und deren Parameter bedingten Unsicherheiten, existieren weitere Unsicherheiten bei der Anwendung von Modellen, welche in der Datenaufbereitung und Extrapolation von meteorologischen Randbedingungen begründet liegen. Auch diese sind mit einem Skalenübergang verknüpft. Üblicherweise stehen meteorologische Messungen als Punktwerte (einzelne Messstationen) zur Verfügung. Auf der Skala eines Einzugsgebiets sind diese meteorologischen Randbedingungen typischerweise nicht vorhanden. Sie werden im Allgemeinen aus den Stationsdaten gewonnen. Der Skalenübergang von Punktwerten zu flächig vorliegenden Informationen ([das Problem der Repräsentativität, Klemesš, 1990](#)) erfolgt dabei mit Verfahren (Übertragungsmethoden) wie Nearest Neighbor, Thiessen-Polygonen oder geostatistischen Ansätzen ([Blöschl und Grayson, 2001](#)). Die Güte dieses Skalenübergangs ist dabei in hohem Maße von der Messnetzdicke abhängig ([St-Hilaire et al., 2003](#)). Eine nach Möglichkeit ideale Übertragungsmethode berücksichtigt laut [Blöschl und Grayson \(2001\)](#) neben den Daten auch die zugrunde liegenden Prozesse. Dies kann zum Beispiel mit Hilfe einer Geländehöhenabhängigkeit in Betracht gezogen werden ([Garen und Marks, 2005](#)). Im Hinblick auf die Schneehydrologie argumentiert [Blöschl \(1999\)](#), dass sich die Skalen der Datenerhebung von den Skalen der Modellierung unterscheiden. Bei der Schneemodellierung müssen daher im Sinne der praktischen Anwendbarkeit Kompromisse gefunden werden, da weder die Beobachtungsskala noch die Modellierungsskala sämtliche Schneeprozesse quantitativ repräsentieren ([Simpson et al., 2004](#)). Neben den genannten Autoren schlagen auch [Klemesš \(1986a\)](#), [Grayson et al. \(2002\)](#) und [Fenicia et al. \(2008\)](#) die Verwendung zusätzlicher räumlich und zeitlich hoch aufgelöster Datensätze vor, welche beispielsweise aus Fernerkundungsdaten (siehe Abschnitt 2.2.2) abgeleitet werden können. [Klemesš \(1986a\)](#) kritisiert darüber hinaus ganz offen den gängigen Umgang mit Unsicherheiten bei der Aufbereitung von meteorologischen Daten:

„It also seems obvious that search for new measurement methods that would yield areal distributions, or at least reliable areal totals or averages, of hydrologic variables such as precipitation, evapotranspiration, and soil moisture would be a much better investment for hydrology than the continuous pursuit of a perfect massage that would squeeze the nonexistent information out of the few poor anaemic point measurements, since, notwithstanding his [the hydrologist's] regrettable unfamiliarity with Thiessen polygons or kriging, even Lucretius Carus knew two thousand years ago that ,nil posse creari de nilo'.“

Die letztgenannten Unsicherheiten, die sich aus der Aufbereitung der meteorologischen Randbedingungen ergeben, gelten als Hindernis bei der praktischen Anwendung von Energiebilanzansätzen (Rango und Martinec, 1995; Franz et al., 2008), da die Detaillierung der Prozessbeschreibung im Allgemeinen nicht mit einer Verbesserung der Übertragung der Punkt- zu Flächenwerten einhergeht (Klemeš, 1990; Braun und Rohrer, 1992). Auch Mou et al. (2008) bieten in ihrem physikalisch begründeten REW-Ansatz die Option an, von einem Energiebilanzansatz auf das Temperatur-Index-Verfahren umzuschalten, wenn die meteorologischen Eingangsdaten nicht im erforderlichen Umfang bereitgestellt werden können. Neben der Entwicklung neuer Strategien bei Prozessbeschreibungen auf der Einzugsgebietsskala muss demnach eine adäquate Aufbereitung und Extrapolation von meteorologischen Daten einhergehen (Franz, 2006). Erst dann ist ein Vergleich verschiedener Prozessmodelle (siehe Abschnitt 2.3.8) - auch mit unterschiedlichen Komplexitätsgraden - möglich. Clark et al. (2011b) stellen im Hinblick auf diese Problematik fest:

„Put simply, data uncertainty constrains our ability to discriminate among competing hydrological hypotheses.“

Die beschriebenen Unsicherheiten, die sich aus der Erhebung und Aufbereitung der meteorologischen Randbedingungen ergeben, sind daher nicht nur für die praktische Anwendung von Modellen sondern auch für die Modellentwicklung von Interesse.

3 Folgerungen aus der Literaturanalyse

„[...] advanced snow models will have no consequences for improving streamflow prediction until data collection and modeling technologies advance further.“

Kristie [Franz \(2006\)](#)

Im vorhergehenden Kapitel wurden die wesentlichen Voraussetzungen, Prozesse und Techniken für die Modellierung der Schneeschmelze beschrieben. Dabei wurde stets die Zielskala der Anwendung - die Einzugsgebietsskala - mit Bezug auf vorliegende Daten und Modelle hervorgehoben. Auf diese umfangreichen Darstellungen wird bei der Interpretation der Ergebnisse in Kapitel 7 aufgebaut. In den nachfolgenden Abschnitten werden zunächst die wesentlichen Erkenntnisse der dargelegten Theorien und Analysen aus der Aufarbeitung der Literatur kurz zusammengefasst und in den Kontext des methodischen Vorgehens dieser Arbeit gestellt.

3.1 Daten und Modellkomplexität

Ein grundlegendes Problem bei der Modellierung hydrologischer Prozesse stellt das Skalenproblem dar. Bezugnehmend auf die Ausführungen von [Blöschl \(1999\)](#) ist die Aufbereitung von meteorologischen Daten als Randbedingungen für die Einzugsgebietsmodellierung stets mit einem Skalenübergang verbunden. Für viele Anwendungen dürfte die Abbildung der natürlichen Variabilität in Raum und Zeit im geforderten Umfang nicht durch die vorliegenden Beobachtungen gegeben sein. Werden neben Niederschlag und Temperatur weitere meteorologische Variablen benötigt, tritt dieses Problem verstärkt in Erscheinung, da die übrigen meteorologischen Variablen, wie zum Beispiel Strahlung, zum Teil an weniger Stationen beobachtet werden als die erstgenannten Variablen.

Je komplexer ein Modell im Hinblick auf die für den Betrieb notwendigen meteorologischen Variablen ist, desto eher treten Schwierigkeiten bei der Übertragung dieser Daten vom Ort der Beobachtung auf den Ort des Modellelements auf. Auf der Punktskala hingegen können Simulationen unter ‚Idealbedingungen‘, wie es zum Beispiel in den Vergleichsstudien von [Essery et al. \(1999\)](#), [Etchevers et al. \(2004\)](#) sowie [Rutter et al. \(2009\)](#) erfolgt, durchgeführt werden:

- Ort der Messung = Ort der Simulation
- Zeitschritt der Datenerhebung = Zeitschritt der Simulation

Bei diesen Untersuchungen sind die Skalentripplets nahezu identisch. In der Hydrologie sind jedoch häufig Aussagen über die Punktskala hinaus zu erbringen. Untersuchungsgegenstand sind im Allgemeinen Einzugsgebiete von Flüssen. Hier liegen für Beobachtung und Modell unterschiedliche Skalentripplets vor. Der Erfolg der Anwendung wird maßgebend durch die Skalierung bestimmt.

In der Einzugsgebietshydrologie ist das Temperatur-Index-Verfahren *das* Standardverfahren zur Simulation der Schneeschmelze, wie die kurze Übersicht über gängige hydrologische Modellsysteme zeigte. Energiebilanzansätze sind demgegenüber nur vereinzelt als Komponenten verfügbar. Deren erfolgreiche Anwendung setzt voraus, dass neben Temperatur und Niederschlag einige weitere meteorologische Variablen bereitgestellt werden müssen:

- Luftfeuchte (entweder als relative Luftfeuchte, Dampfdruck oder als spezifische Feuchte) zur Abbildung des latenten Wärmestroms,
- Windgeschwindigkeit als Maß für die Turbulenz,
- kurz- und langwellige Strahlung zur vollständigen Beschreibung der Strahlungsbilanz an der Grenzfläche Schnee-Atmosphäre.

Diese Variablen können nicht per se als Ergebnis linearer stochastischer Prozesse angesehen werden. Auch wenn diese Annahme in vielen Fällen für hydrologische Fragestellungen zulässig und auch erforderlich ist, so wird dennoch der physikalische Zusammenhang *zwischen* diesen Variablen im Allgemeinen außer Acht gelassen. Temperatur und Luftfeuchte können im theoretischen und praktischen Sinne nicht voneinander losgelöst im komplexen Gelände interpoliert werden. Daher verweisen [Blöschl und Grayson \(2001\)](#) neben [Garen und Marks \(2005\)](#) ganz allgemein auf die zugrunde liegenden Prozesse. Nur wenn diesen in geeigneter Art und Weise bei der Übertragung der Werte Rechnung getragen werden kann, können sinnvolle Daten auf der gewünschten Skala bereitgestellt werden.

Was bedeutet dies nun für die prozessorientierte Schneemodellierung in der Einzugsgebietshydrologie? In vielen Vergleichsuntersuchungen auf der Einzugsgebietsskala ([siehe z.B. Franz et al., 2008](#)) können mit Energiebilanzansätzen trotz der detaillierteren Modellphysik nicht so gute Simulationsergebnisse erzielt werden wie mit den einfachen und robusten Temperatur-Index-Verfahren. Als wesentlicher Teil dieser Diskrepanzen kann hier das eingangs dargelegte Skalenproblem genannt werden, denn für die prozessorientierte Schneemodellierung müssen mehr Variablen bereitgestellt werden, die im Allgemeinen seltener erhoben werden. Die Unsicherheiten in der Datenaufbereitung (Preprocessing) können demnach die Vergleichsergebnisse, die man eigentlich im Hinblick auf die Prozessbeschreibung interpretieren möchte, verzerren.

Auf der anderen Seite werden aber gerade diese physikalisch begründeten Modellansätze benötigt, um damit auch Szenarien für bislang nicht untersuchte Randbedingungen zu betrachten. [Klemeš \(1990\)](#) unterscheidet in diesem Zusammenhang zwischen „konzeptioneller“ Parametrisierung (Parameteroptimierung) und „direkter“ Parametrisierung (Bestimmung der Parameter auf Grundlage weiterer physikalischer Zusammenhänge). Demnach weisen die erstgenannten Modelltypen (z.B. Temperatur-Index) den Vorteil auf, dass systematische Fehler in den Eingangsdaten durch Optimierung von Parametern kompensiert werden können. Der Nachteil der damit physikalisch nicht interpretierbaren

Parameter kann bedingen, dass das Modell trotz plausibler Ergebnisse auf Grundlage falscher Zusammenhänge funktioniert (Klemeš, 1990; Kirchner, 2006). Auch wenn die direkte Parametrisierung zum Teil wiederum auf induktiven Zusammenhängen aufbaut – ein wesentlicher Kritikpunkt von Beven (2012) – kann die Anwendbarkeit dieser direkten Parametrisierungen und die Belastbarkeit der Ergebnisse im Hinblick auf Szenarien mit vom Kalibrierungszeitraum abweichenden Bedingungen als höherwertig eingestuft werden (Klemeš, 1990; Kirchner, 2006; Fenicia et al., 2008; Strasser, 2012). Dem Einwand, dass komplexe Modelle zum Teil auf induktiven Zusammenhängen aufbauen, muss daher durch umfangreiches Testen der Modelle in unterschiedlichen Umgebungen Rechnung getragen werden.

Diese kurze Abhandlung über die Skalenprobleme bei der prozessorientierten Schneemodellierung enthält keine neuen Erkenntnisse. Diese sind das Ergebnis von zum Teil fehlgeschlagenen Experimenten oder unzureichenden Modellentwicklungen und Parametrisierungen. In vielen Fällen liegen sehr gute Modelle vor. Die dafür vorgesehenen Daten erfüllen in vielen Fällen hingegen nicht die Anforderungen des Modells, d.h. die Modellstruktur überschreitet den tatsächlichen Informationsgehalt der Eingangsdaten und die Effektivität des Modells verschlechtert sich dadurch (Klemeš, 1990). Die beschriebene Problematik der Übertragung von Punktwerten auf die Fläche veranlasste Franz (2006) zu der zu Beginn dieses Kapitels zitierten Schlussfolgerung. Liston und Elder (2006b) gelangen gar zu der Einschätzung, dass der häufig unzureichend durchgeführte Übergang von Stationswerten zu räumlich hochaufgelösten Flächenwerten die Entwicklung von physikalisch realistischen hydrologischen Modellen verhindert habe. Wenngleich prozessorientierte Modelle schlechtere Ergebnisse liefern, so kann dies nicht ausschließlich auf die unterschiedlichen Prozessbeschreibungen zurückgeführt werden. Der Blickwinkel sollte vielmehr auf die Aufbereitung der Randbedingungen der Modelle erweitert werden, denn die modelltechnische Beschreibung schneehydrologischer Prozesse hat bereits einen hohen Entwicklungsstand erreicht. Auch wenn nicht alle Hypothesen belegbar sind, so können wissenschaftliche Abhandlungen über nicht erfolgreiche oder nur begrenzt zufriedenstellende Modellanwendungen zu einem wissenschaftlichen Fortschritt beitragen²⁰.

Bezugnehmend auf die Problematik fehlender oder unzureichender meteorologischer Randbedingungen, skizzieren Franz (2006) und El-Sadek et al. (2011) einen möglichen Ausweg. In diesen beiden Studien wird auf die Möglichkeit der Nutzung von (Re-) Analysedaten als eine alternative Datenquelle für die hydrologische Modellierung eingegangen. Beispiele für solche Datensätze sind die Analysedaten der National Centers for Environmental Prediction NCEP (2012a) oder die ERA-Interim-Reanalysen des Europäischen

²⁰ Andréassian et al. (2010) gelangen im Ergebnis eines Workshops mit der Fragestellung „*can failure stories contribute to hydrological science?*“ zu dem Schluss, dass die Veröffentlichungen von Fehlern und Fehlschlägen einen wichtigen wissenschaftlichen Beitrag liefern und zu Fortschritten in der Hydrologie führen können: „*Of course, this requires a humble attitude, but hydrology is definitely a domain of science that makes people humble!*“

Zentrums für mittelfristige Wettervorhersagen (Dee et al., 2011). Diese Daten enthalten eine konsistente Beschreibung der Atmosphäre in allen drei Raumdimensionen und werden mit Hilfe atmosphärischer Modelle abgeleitet. Die meteorologischen Zustandsgrößen in diesen Datensätzen liegen damit dreidimensional in festen Zeitabschnitten (z.B. alle 3, 6 oder 12 Stunden) vor. Für eine direkte Anwendung auf der Mesoskala sind sie zu grob aufgelöst, da typische Auflösungen im Bereich von 1° liegen. Folglich müssen diese Daten mit geeigneten Techniken auf die Skala der Anwendung skaliert werden. Dies ist beispielsweise mit (lokalen) atmosphärischen Modellen möglich.

Aus den Defiziten der Ergebnisse bei der Anwendung von prozessorientierten Schneemodellen auf der Skala eines Einzugsgebiets wird deutlich, dass man sich nicht allein auf die Prozessbeschreibung konzentrieren kann, sondern in gleichem Maße auch die Anforderungen an die Daten benennen muss. Wo nur unzureichende Daten vorhanden sind, kann ein Modell mit hohen Anforderungen an die Daten keine guten Ergebnisse liefern. Ob die geschilderten alternativen Datenquellen eine geeignete Datenbasis bilden können, soll in dieser Arbeit näher untersucht werden.

3.2 Modellierungsstrategie

Der Weg zur prozessorientierten Modellierung von Schneeprozessen auf der Einzugsgebietsskala kann demzufolge nur gelingen, wenn geeignetes Datenmaterial für ein Gebiet bereitgestellt werden kann (hier: die meteorologischen Randbedingungen). Anstelle der ungleichmäßig verteilten Punktbeobachtungen, deren räumliche Dichte nicht zwingend für alle benötigten meteorologischen Variablen gleich ist, soll hier die Möglichkeit der Ableitung räumlicher meteorologischer Felder auf Grundlage atmosphärischer Modelle im Zusammenhang mit Schneemodellen erprobt werden. Ein Vorteil dieses Verfahrens ist, dass die meteorologischen Variablen in Raum und Zeit in einem konsistenten physikalischen Zusammenhang stehen (Giorgi, 2006). Grundlage dieser Simulationen sind globale (Re-)Analysedaten, welche aus laufend ermittelten meteorologischen Beobachtungen unter Berücksichtigung physikalischer Gesetze in einem Assimilationssystem erstellt werden (siehe z.B. Barker et al., 2004). Diese Daten werden global abgeleitet und stellen ein dreidimensionales Abbild der Atmosphäre an einem bestimmten Zeitpunkt dar.

Es wird davon ausgegangen, dass meteorologische Variablen in der freien Atmosphäre im Allgemeinen zuverlässiger interpoliert werden können als in der atmosphärischen Grenzschicht im komplexen Gelände, wo lokalklimatische Besonderheiten vorherrschen können (z.B. lokale Zirkulationen, in Raum und Zeit intransiente Höhengradienten meteorologischer Variablen). Ferner wird die Annahme zugrunde gelegt, dass großskalige Randbedingungen (large scale forcing) durch das lokale atmosphärische Modell unter Berücksichtigung der Topographie, der Landnutzung und der anstehenden Böden verfeinerte Informationen auf der regionalen Skala liefern (Giorgi, 2006). Dieses Verfahren wird *dynamisches Downscaling* genannt.

Mesoskalige atmosphärische und mesoskalige hydrologische Modelle decken (mittler-

weile) in etwa eine ähnliche Größenordnung räumlicher Auflösungen ab. Beide Modelle können durch eine Einwege-Kopplung (Benoit et al., 2000) betrieben werden. Dabei werden die meteorologischen Felder vom atmosphärischen an das hydrologische Modell gegeben, ohne dass eine Rückkopplung erfolgt. Damit kann das hydrologische Modell einschließlich der darin enthaltenen Schnee-Komponenten mit physikalisch konsistenten flächendifferenzierten meteorologischen Randbedingungen betrieben werden. Auch wenn dieser Ansatz den Nachteil eines hohen Rechenaufwandes aufweist und ebenfalls nicht frei von Unsicherheiten ist, so kann davon ausgegangen werden, dass die physikalische Konsistenz der meteorologischen Randbedingungen in Raum und Zeit eine geeignete Datengrundlage zur Inbetriebnahme verschieden komplexer Schnee-Komponenten bietet.

Bedingt der Wechsel einer Schnee-Komponente beispielsweise, dass zusätzlich Strahlungsdaten benötigt werden, so ist der Vergleich der Schnee-Komponenten nicht durch die gewählte Übertragungsmethode für Strahlungsbeobachtungen beeinflusst. Damit können die Ergebnisse besser in Bezug zu den Unterschieden in den verschiedenen Prozessbeschreibungen oder Parametrisierungen interpretiert werden.

Bevor man jedoch einen derartigen Rahmen für solche Vergleiche schaffen kann, muss die prinzipielle Verwendbarkeit dieser Daten zunächst intensiv erprobt werden. In einem ersten Schritt können zum Beispiel die Simulationsergebnisse mit den Zeitreihen von meteorologischen Stationen verglichen werden. Da Analyse- und Re-Analysedaten historische Ereignisse abbilden, ist im Gegensatz zu langen Klimasimulationen auf Basis von vorgegebenen Treibhausgaskonzentrationen ein direkter Vergleich mit Beobachtungen für jeden Zeitschritt möglich.

Der Vorgabe der aus dem dynamischen Downscaling abgeleiteten meteorologischen Felder als Randbedingungen für PANTA RHEI wird daher zunächst ein Zeitreihenvergleich auf der Grundlage von Stationsbeobachtungen vorangestellt. Anzumerken ist, dass einige dieser Stationsbeobachtungen teilweise Eingang in die Erstellung der (Re-) Analysedaten gefunden haben können und damit nicht als ganz unabhängig davon angesehen werden können. Über die Wasserhaushaltssimulation ist weiterhin eine Bewertung der Modellgüte mit Hilfe von Beobachtungen an einem Pegel möglich.

Die letztgenannte Möglichkeit des Vergleichs erlaubt die Bewertung des Gesamtsystems, bestehend aus

- einem atmosphärischen Modell,
- einem hydrologischen Modell und
- Komponenten (hier Schneemodellen) des hydrologischen Modells.

Für die verschiedenen, in der Auflistung aufgezählten Modelltypen, standen für diese Arbeit das atmosphärische („limited area“) Public-Domain-Modell Advanced Research WRF (ARW, Skamarock et al., 2008) sowie das an der Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau der TU

Braunschweig entwickelte Modell PANTA RHEI (Riedel et al., 2011) als Quelltext zu Verfügung.

Bei der Zusammenstellung verfügbarer Schneemodelle wurde deutlich, dass eine ganze Reihe prozessorientierter Modellansätze existieren, die für die vorliegende Arbeit verwendet werden können. Es wurden die in Tabelle 3.1 aufgelisteten Modelle für die Verwendung auf der Punkt- sowie als Komponenten auf der Einzugsgebietsskala in dieser Arbeit getestet und in Betrieb genommen. Diese Modelle sind in Abschnitt 2.3.4 kurz beschrieben. Als wesentliche Kriterien für die Auswahl sind die prinzipielle Verwendbarkeit für bewaldete Einzugsgebiete sowie die Verfügbarkeit der Algorithmen zu nennen. Von den drei genannten Schneemodellen bedarf nur der Ansatz nach Walter et al. (2005) einer Modifikation, da dieser im Original nicht für den Zeitschritt von einer Stunde anwendbar ist. Auch wenn ein Schwerpunkt dieser Arbeit die Schneemodellierung auf der Einzugsgebietsskala umfasst, werden zunächst Tests auf der Punktskala durchgeführt, da Modellentwicklungen von Schneekomponenten für die Einzugsgebietsskala üblicherweise Tests und Parameterkalibrierungen auf der Punktskala einbeziehen (Kattelmann, 2000).

Beim Vergleich der in Tabelle 3.1 aufgelisteten Schneemodelle werden Gemeinsamkeiten sowie Unterschiede hinsichtlich der jeweils zugrunde liegenden Prozessbeschreibungen deutlich. Alle drei Schneemodelle bauen auf der Energiebilanzgleichung (Gl. 2.3) auf. Die einzelnen Komponenten der Energiebilanz werden hingegen mit unterschiedlichen Ansätzen berechnet und auch die Lösung von Gleichung 2.3 erfolgt nach verschiedenen Grundsätzen. Die Komplexität der Schneemodelle weicht insbesondere in Bezug auf die besonderen Verhältnisse in Wäldern voneinander ab. Während das Schneemodell nach Walter et al. (2005) und das Utah Energy Balance Modell einen einfachen Faktor zur Reduktion der kurzwelligen Strahlung und ggf. der Windgeschwindigkeit vorgegeben, existiert in der vorliegenden Version von ESCIMO eine separate Prozessbeschreibung für den Interzeptionsspeicher.

Die drei Schneemodelle bieten damit eine repräsentative Bandbreite möglicher Lösungsansätze zur Beschreibung von Schneeprozessen auf Grundlage der Energiebilanz. Bezugnehmend auf die vorliegende Fragestellung sollen sie als gleichwertige „Hypothesen“ (Clark et al., 2011b) zur Abbildung von Schneeprozessen auf der Punkt- und Einzugsgebietsskala (als Komponenten von PANTA RHEI) betrachtet werden. Die Frage, ob die meteorologischen Felder aus einem atmosphärischen Modell für die prozessorientierte Schneemodellierung geeignet sind, soll mit allen drei Modellen gleichermaßen untersucht werden.

Das prinzipielle Vorgehen ist in Abbildung 3.1 jeweils für die Punkt- und Einzugsgebietsskala in zusammengefasster Form veranschaulicht (vgl. auch Abbildung 1.1). Als Eingangsdaten stehen Analysedaten der National Centers for Environmental Prediction (NCEP, 2012a) sowie beobachtete Niederschlagsdaten zur Verfügung. Diese Daten werden in den folgenden Kapiteln näher beschrieben. Der erste Schritt der Modellierung umfasst das dynamische Downscaling mit dem Modell Advanced Research WRF (Wea-

ther Research and Forecast Model), nachfolgend als ARW abgekürzt. Alle notwendigen meteorologischen Felder (Niederschlag, Temperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Strahlungskomponenten) werden für das Untersuchungsgebiet und die Anwendung auf der Punkt- (einzelne Schneemodelle) und Einzugsgebietsskala (Komponenten von PANTA RHEI) aufbereitet. Diese Daten werden als Randbedingungen für die drei ausgewählten Schneemodelle verwendet. Gemäß der Beschreibung des obigen Ansatzes werden sie als gleichwertig angesehen und sind deshalb in Abbildung 3.1 als parallele Zweige im Ablauf gekennzeichnet. Zu Vergleichszwecken wird zudem auch das Temperatur-Index-Verfahren eingesetzt. Für beide Skalen liegen entsprechende Beobachtungsdaten zur Bewertung der Simulationsergebnisse der gesamten hier dargestellten Modellkette vor.

3.3 Innovative Komponenten der Arbeit

Mit dem im vorigen Abschnitt beschriebenen Ansatz beinhaltet die vorliegende Arbeit die folgenden Innovationen:

1. **Dynamisches Downscaling in Verknüpfung mit Schneemodellierung und hydrologischer Modellierung:** Ableitung räumlich und zeitlich hoch aufgelöster meteorologischer Felder von historischen Ereignissen auf Grundlage von Analysedaten mit einem atmosphärischen Modell für die prozessorientierte Schneemodellierung auf unterschiedlichen Skalen.
2. **Prozessorientierte Schneemodellierung auf unterschiedlichen Skalen:** Einsatz von drei zum Teil unterschiedlichen Energiebilanzansätzen (Schneemodelle) für die Punkt- (Schneelysimeter) und Einzugsgebietsskala zum Nachweis der Eignung der aus dem dynamischen Downscaling gewonnenen meteorologischen Felder.
3. **Möglichst breite Anwendbarkeit:** Die Untersuchung zielen auch auf Anwendungen für Einzugsgebiete ohne Messdaten und verschiedene meteorologische Randbedingungen ab.

Tab. 3.1: Übersicht der Schneemodelle, welche in dieser Arbeit auf der Punkt- und der Einzugsgebietsskala verwendet werden. Teile der hier durchgeführten Differenzierung der Modelle orientieren sich an der Klassifikation, welche in Etchevers et al. (2004) enthalten ist.

Teilprozess / Eigenschaft	Ansatz nach Walter	Utah Energy Balance Model	ESCIMO mit Waldschneeprozessen
Erläuterung in Abschnitt	2.3.4.3	2.3.4.4	2.3.4.6
Schlüsselveröffentlichungen	Walter et al. (2005)	Tarboton und Luce (1996)	Strasser et al. (2002), Strasser et al. (2011)
Quelle	frei verfügbar (Walter, 2012)	frei verfügbar (Tarboton, 2012)	vom Autor erhalten (U. Strasser, persönliche Mitteilung)
Programmiersprache	Tabellenkalkulation, R	FORTAN77	FORTAN90
Zeitschritt Δt	1 d	1 h oder 6 h	1 h
Komplexität nach Etchevers et al. (2004)	2	2	3
Anzahl der Schneespeicher	1	1	2 (1 + 1 Interzeptionsspeicher)
Schneeakkumulation	Grenzwert Temperatur	Grenzwert Temperatur und Übergangsbereich	Grenzwert Temperatur und Feuchtttemperatur
Strahlungs- und Albedo-Parametrisierung	USACE (1956)	Dickinson et al. (1993) mit Strahlungskorrektur geneigter Flächen	USACE (1956), Rohrer (1992)
Turbulente Wärmeströme	feste turbulente Transportkoeffizienten ($u = 2 \text{ m s}^{-1}$)	feste turbulente Transportkoeffizienten, optionale Korrektur mit Richardson-Zahl möglich	feste turbulente Transportkoeffizienten, Formeln nach Kuz'min (1961)
Bodenwärmestrom	Pauschalwert	Annahme einer thermisch aktiven Bodenschicht	Pauschalwert
Wärmeeintrag durch Niederschlag	berücksichtigt	berücksichtigt	berücksichtigt
Lösung der Energiebilanz	analytische Lösung	Predictor-Corrector-Schema	Iteration zur Ermittlung der Schneetemperatur
variable Lagerungsdichte	ja, empirische Funktion	nein	nein

Fortsetzung von Tab. 3.1

Teilprozess / Eigenschaft	Ansatz nach Walter	Utah Energy Balance Model	ESCIMO mit Waldschneeprozessen
Flüssigwasserspeicher	ja	ja	optional (Prasch, 2010)
Schmelzwasser-Routing	nein	Darcy-Fließen	nein
Schnee in Wäldern	Faktor zur Reduktion von $K \downarrow$	Faktor zur Reduktion von $K \downarrow$ und u	Interzeptionspeicher mit skaliertem Eissphärenmodell nach Pomeroy und Schmidt (1993) und Pomeroy et al. (1998) sowie Bestandsklima nach Strasser et al. (2011)
meteorologische Randbedingungen	Niederschlag, Minimum- und Maximumtemperatur	Niederschlag, Temperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, kurz- und langwellige Strahlung	Niederschlag, Temperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, kurz- und langwellige Strahlung
Beispiele internationaler Anwendung	USA (Walter et al., 2005; Fuku et al., 2012)	USA (Tarboton und Luce, 1996; Hellström, 2000), Kanada, Schweiz, Japan, Finnland (SnowMIP2, Rutter et al., 2009)	Deutschland (Strasser et al., 2008; Strasser und Marke, 2010), Frankreich (SnowMIP, Etchevers et al., 2004), USA, Kanada, Schweiz, Japan, Finnland (SnowMIP2, Rutter et al., 2009), Tibet (Prasch, 2010), Österreich, Grönland (Strasser, 2012)
Nutzung auf der Einzugsgebietsskala	Fuku et al. (2012)	Luce et al. (1998)	Strasser und Mauser (2001), Zappa et al. (2003)

Fortsetzung von Tab. 3.1

Teilprozess / Eigenschaft	Ansatz nach Walter	Utah Energy Balance Model	ESCIMO mit Waldschneeprozessen
Bemerkung	Originalansatz nur $\Delta t = 1$ d, Modifikationen werden in Abschnitt 6.5.1 beschrieben	verschiedene Zeitschritte möglich, Angaben beziehen sich auf Version 2.2	Angaben zur internationalen Nutzung beziehen sich auch auf AMUNDSEN (Rastermodell)

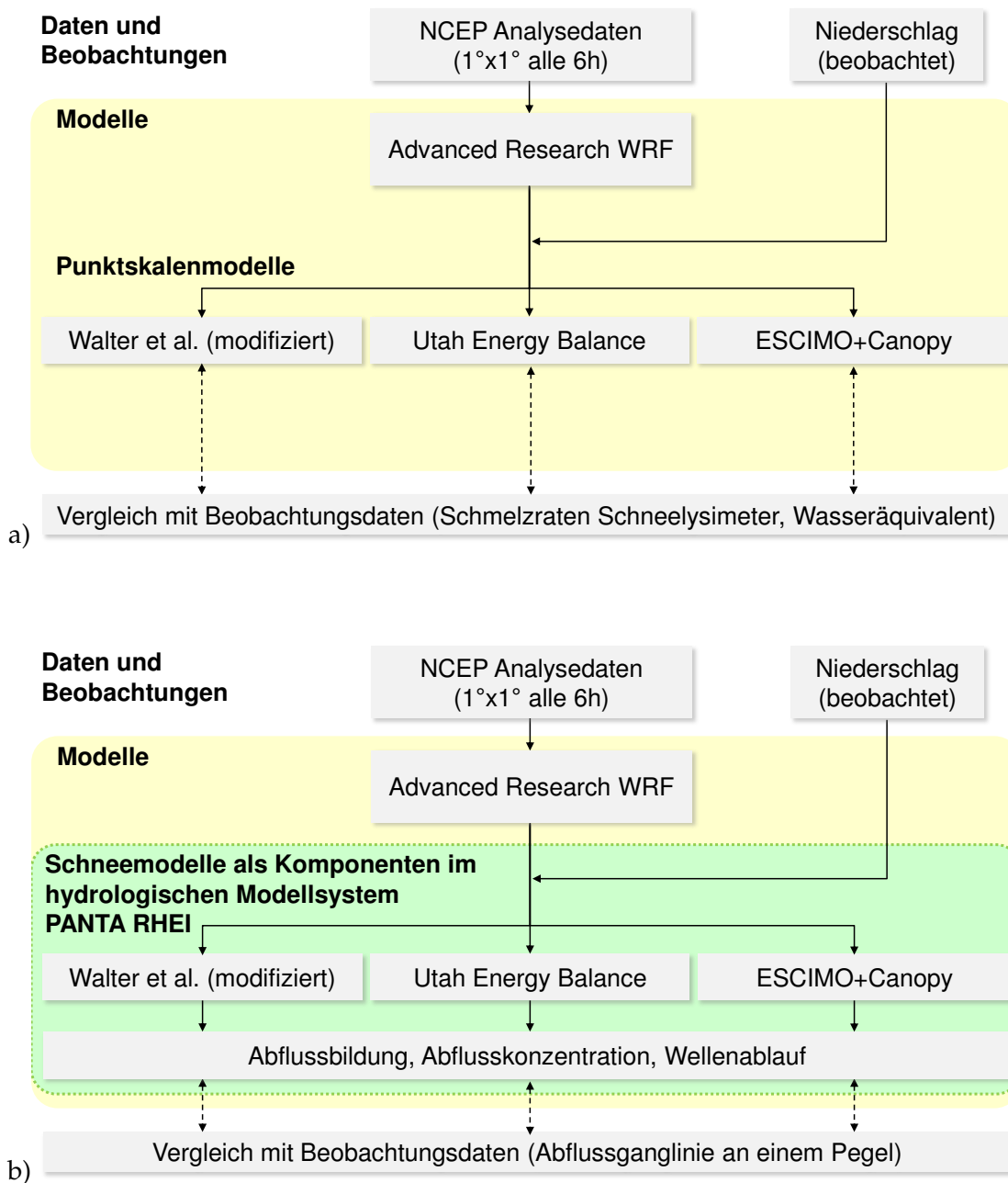


Abb. 3.1: Prinzipielle Vorgehensweise bei der Modellierung der Schneeprozesse auf der Punkt- (a) und der Einzugsgebietsskala (b). Die drei Schneemodelle werden gemäß Clark et al. (2011b) als unabhängige und gleichwertige „Hypothesen“ angesehen. Bei den Untersuchungen auf der Einzugsgebietsskala sind sie Komponenten des hydrologischen Modellsystems PANTA RHEI.

4 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist das Mittelgebirge Harz unter besonderer Betrachtung des Oberharzes. Die höchste Erhebung des Harzes ist der Brocken mit einer Geländehöhe von 1141 m ü. NN. Damit ist der Brocken der höchste Berg Norddeutschlands. Die Karte in Abbildung 4.1 zeigt das Untersuchungsgebiet mit der Lage einiger meteorologischer Messstationen, welche für diese Untersuchung relevant sind.

Mit Bezug auf die Topographie sind insbesondere das Brockenmassiv sowie die westlich daran anschließende Oberharzer Hochfläche zwischen Torfhaus und Braunlage und der nach Südwesten ausgedehnte Acker-Bruchberg-Zug zu nennen. Das hier untersuchte Einzugsgebiet der Sieber, das in Abschnitt 4.2 näher beschrieben wird, entwässert Anteile dieser Hochfläche und wird im Nordwesten durch den Acker-Bruchberg-Zug begrenzt. Der Bruchberg ist mit 927 m ü. NN zugleich die höchste Erhebung ganz im Norden des Einzugsgebietes. Dieser Bereich umfasst Höhen von größtenteils über 800 m ü. NN und fällt in etwa mit der Fläche des Nationalparks Harz zusammen. Große Teile dieses Gebietes sind Nadelwald mit Gemeiner Fichte (*Picea abies*).

Das Harzvorland, welches in der Karte (Abb. 4.1) etwa den grünen Flächen entspricht, weist demgegenüber Höhen von unter 200 m ü. NN auf und geht nach Norden hin direkt in das Norddeutsche Tiefland über.

Ein Teil der Untersuchungen werden auf der Punktskala durchgeführt. Da umfangreiche Messungen als Vergleichsdaten im Siebergebiet nicht vorhanden sind, wurde die ca. 3 km von der Einzugsgebietsgrenze gelegene Station Torfhaus (805 m ü. NN) für diesen Teil der Arbeiten ausgewählt. Daher wird in diesem Kapitel zunächst ein kurzer Überblick über die Station Torfhaus gegeben, bevor auf das Einzugsgebiet der Sieber eingegangen wird.

4.1 Schneelysimeter Torfhaus

An der Station Torfhaus (805 m ü. NN) befindet sich eine meteorologische Messstation der Harzwasserwerke GmbH, Hildesheim (siehe auch Tabelle 4.1). Von Seiten der Harzwasserwerke wurden dem Verfasser Zeitreihen der Temperatur, der Schneehöhe sowie des Schmelzwasserabflusses mit zeitlicher Auflösung von jeweils 15 Minuten ab dem 01.11.2002 bereitgestellt. Die Schneehöhen werden dabei mit einem Ultraschallmessgeber kontinuierlich aufgezeichnet.

Darüber hinaus werden Schmelzraten mit einem Schneelysimeter aufgezeichnet. Wie anhand der Fotografien der Abbildung 4.2 zu erkennen ist, handelt es sich dabei um einen Trichter mit einer Auffangfläche von 2 m² auf Bodenniveau (F. Eggelsmann, persönliche Mitteilung), welcher die Schmelzraten einer Schneedecke sammelt. Die Registrierung erfolgt mit Hilfe eines Kippwaagensystems, wie es typischerweise bei der Niederschlagsmessung üblich ist. Dieses Kippwaagensystem ist unterhalb des Trichters angeordnet. Die zeitliche Auflösung der Zeitreihen beträgt 0,1 mm (15 min)⁻¹. Diese Schmelzraten

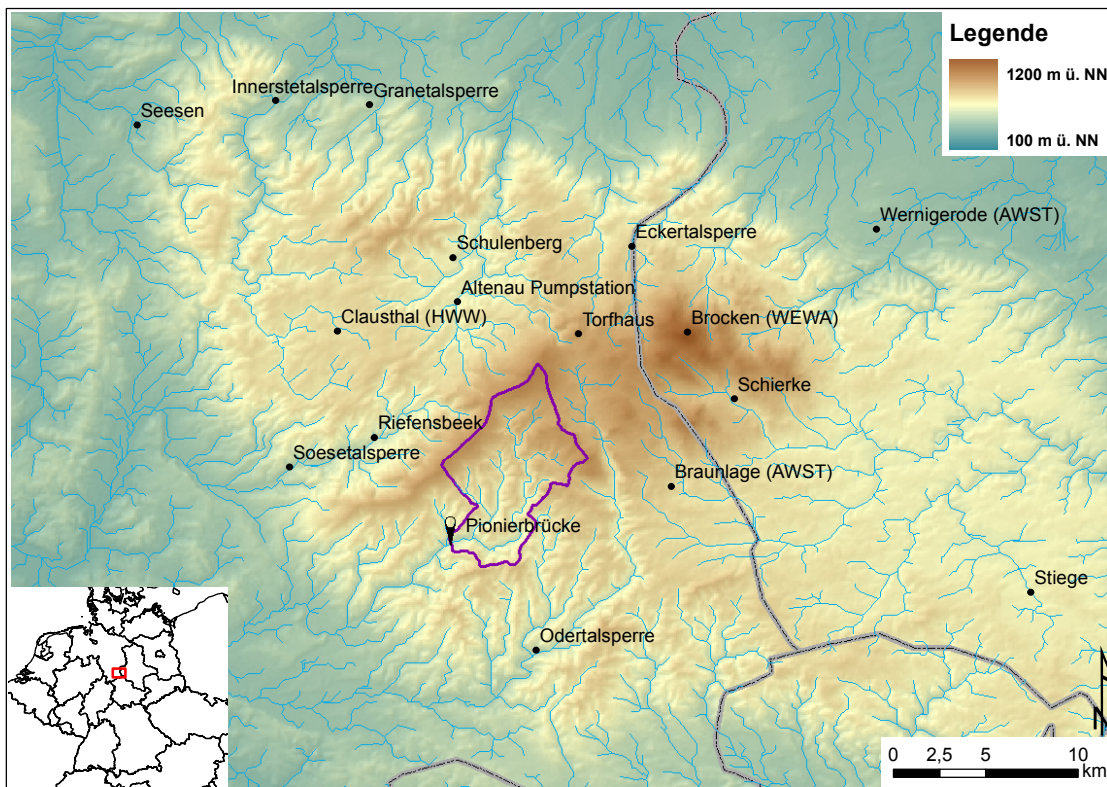


Abb. 4.1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebiets im Harz mit dem Einzugsgebiet der Sieber bis zum Pegel Pionierbrücke. Die Punkte kennzeichnen die Lage der wesentlichen meteorologischen Messstationen im Gebiet. Zur Orientierung sind darüber hinaus die Bundeslandgrenzen in der Karte enthalten.

können ideal als Vergleichsgrundlage für die Auswertung von Punktschneemodellen herangezogen werden, da sie direkt mit den Ausgaben solcher Modelle vergleichbar sind.

4.2 Das Einzugsgebiet der Sieber

Soweit nicht anders gekennzeichnet, beziehen sich die Angaben im Folgenden auf das obere Einzugsgebiet der Sieber bis zum Pegel Pionierbrücke mit einer Einzugsgebietsfläche von 44,4 km² (siehe Abbildungen 4.1 und 4.3).

4.2.1 Allgemeine Beschreibung

Der Harz entstand während der variszischen Gebirgsbildung und die anstehenden Gesteine können damit geologisch gesehen überwiegend dem Devon und Karbon zugeordnet werden. Während der Acker-Bruchberg-Zug Teil eines über 350 km langen Quarzituges des Devons ist (Wachendorf, 1986), können die Grauwacken der Siebermulde dem Unterkarbon (Kulm) zugeordnet werden (Solanwar, 1978). Die variszische Gebirgsbildung, als erste von zwei Deformationen des Harzes, ging mit einem Granitaufstieg einher. Daher steht im Oberharz größtenteils Granit an, was auch für einige Bereiche auf dem Acker-Bruchberg-Zug sowie im östlichen Teil des oberen Siebereinzugsgebiets festgestellt werden kann (Wachendorf, 1986).

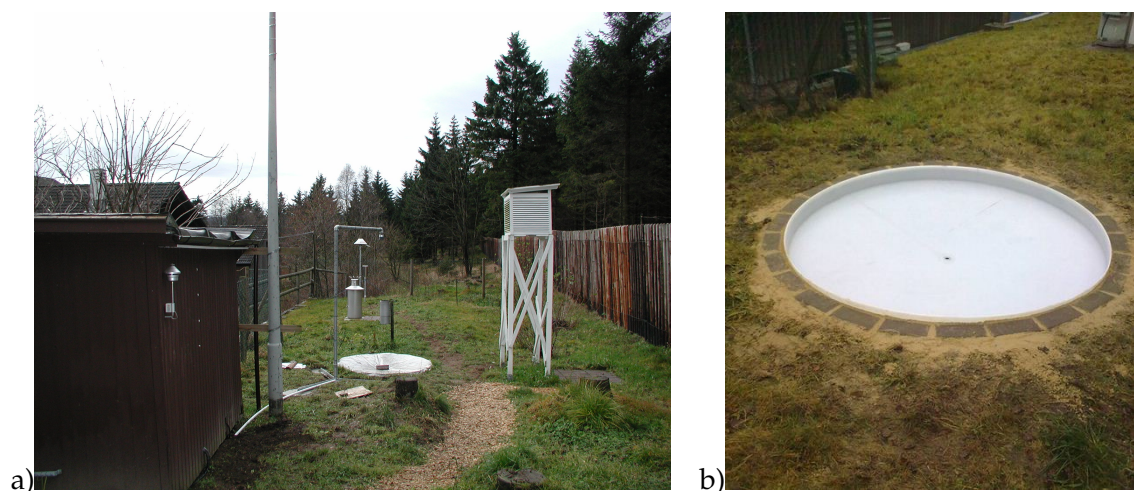


Abb. 4.2: Fotos der Station Torfhaus (805 m ü. NN). a) Gesamtansicht der Station. In der Bildmitte befindet sich der Einlauftrichter des Schneelysimeters. b) Das Schneelysimeter nach Erneuerung im November 2012. Unterhalb des Trichters ist ein Niederschlagsmesser mit Kippwaage installiert, welcher die Schmelzraten registriert. Quelle: Harzwasserwerke GmbH, Hildesheim.

Im oberen Siebereinzugsgebiet stehen die Grauwacken des Unterkarbons an (rund 75% der Gebietsfläche). Auf diesen Gesteinen bildeten sich nach der Bodenübersichtskarte des Landes Niedersachsen (BÜK50) Braunerden aus sandigem Lehm bzw. lehmigem Sand. Auf dem Acker-Bruchberg-Zug hingegen ist die Situation heterogener. Neben Pseudogleyböden aus lehmigem Sand bzw. tonigem Lehm oder sandigem Lehm auf Quarzit sind im Bereich der Granite flache Humusböden anzutreffen. In den Kammlagen bildete sich ein Hochmoor (Abbildung 4.3b).

Die räumliche Lage der Böden spiegelt sich zum Teil auch in der Landnutzung des Gebietes wider. Sieht man von der Ortslage Sieber und einem kleineren Laubwaldbestand in der Nähe des Ortes ab, so sind rund 75% des Gebietes dichter Nadelwald mit Gemeiner Fichte (*Picea abies*) als wesentliche Baumart. Die Pseudogleye und Hochmoorböden der Kammlagen auf dem Acker-Bruchberg-Höhenzug sind laut ATKIS-Datensatz als Nadelwald ausgewiesen. Allerdings ist die Bestandsdichte deutlich geringer als die der Nadelwaldbestände unterhalb der Kammlagen. Um den unterschiedlichen Bestandsdichten Rechnung zu tragen, wurde eine räumliche Untergliederung auf Grundlage einer überwachten Klassifikation von Landsat-Daten²¹ durchgeführt (Abbildung 4.3c).

Die Sieber ist ein kleiner Mittelgebirgsfluss, welcher über Oder, Rhume, Leine und Aller Teil des Flussgebietes der Weser ist. Während die höchste Erhebung des Einzugsgebietes der Sieber (der Bruchberg) eine Geländehöhe von 927 m ü. NN aufweist, beträgt der Pegelnullpunkt am untersten Pegel (Hattorf, 129 km²) vor der Mündung in die Oder 179,62 m ü. NN (NLWKN, 2012). Die Sieberquelle befindet sich am Südhang des Bruchbergs. Die Quelhöhe liegt laut topographischer Karte bei etwa 920 m ü. NN. Auf einer Geländehöhe von ca. 820 m ü. NN kreuzt die Sieber nach ca. 1,2 km Fließstrecke den

²¹Landsat umfasst eine Reihe von NASA-Satelliten für die Beobachtung der Erdoberfläche. Hier wurden Daten von Landsat-7 mit dem Sensor ETM+ (Enhanced Thematic Mapper) ausgewertet.

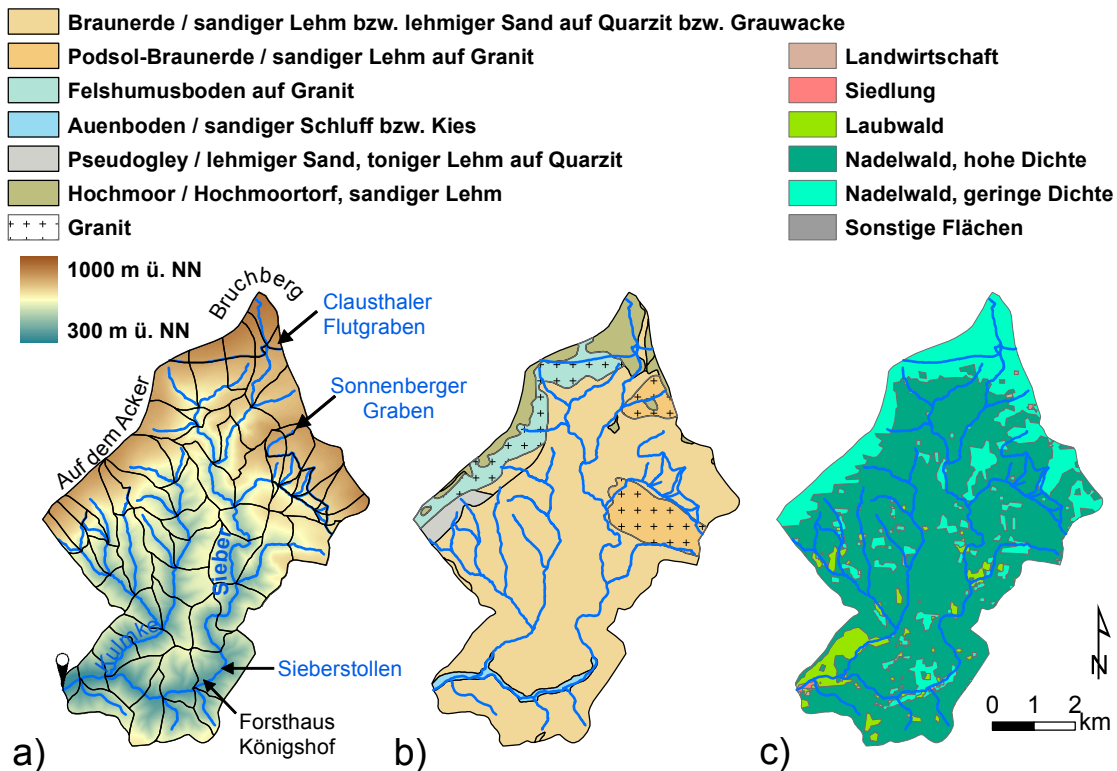


Abb. 4.3: a) Digitales Geländemodell der Sieber mit Teilflächen und im Text genannten geografischen Besonderheiten. b) Auszug aus der Bodenübersichtskarte 1:50.000 (BÜK50) des Landes Niedersachsen unter Berücksichtigung der anstehenden Gesteine. c) Landnutzungskarte auf Grundlage einer überwachten Landsat-Klassifikation. Die verwendeten multispektralen Satellitenbilder wurden am 11.05.2001 aufgenommen. Quelle: U.S. Geological Survey. Als Trainingsdaten wurden Flächen im Oberharz und Harzvorland ausgewiesen.

Clausthaler Flutgraben, welcher Teil der historischen Wasserwirtschaft im Harz ist und damit mittlerweile auch zum UNESCO-Weltkulturerbe zählt. Über diesen Graben werden durchschnittlich ca. $0,018 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in das benachbarte Odergebiet umgeleitet, wobei dieser Wert jahreszeitlich schwankt und der Graben bei Hochwasser höhere Durchflussmengen ableiten kann (Eggelsmann und Lange, 2011).²²

Nach einem weitestgehend in südlicher Richtung verlaufenden Abschnitt von 12,7 km wechselt die Fließrichtung der Sieber im Bereich des Forsthauses Königshof nach Westen. Bis zu dieser Biegung hat die Sieber in ihrem tief eingeschnittenen Tal bereits eine Geländehöhe von nur noch rund 390 m ü. NN erreicht und somit bereits etwa 530 m an Höhe verloren. In diesem Abschnitt wird ihr über den sogenannten Sieberstollen Wasser aus dem St. Andreasberger Revier des Odergebietes zugeleitet. Die durchschnittliche Zuleitung beträgt $0,19 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Eggelsmann und Lange, 2011). Anschließend fließt ihr nach ca. 2,5 km von Norden die Große Kulmke mit einem Einzugsgebiet von $15,1 \text{ km}^2$ zu, ihr wichtigster Zufluss im Oberlauf. Bis zur Kulmkemündung umfasst das Einzugsgebiet der Sieber $27,7 \text{ km}^2$. 1,1 km unterhalb der Kulmkemündung befindet sich in der Ortslage Sieber der Pegel Pionierbrücke, dessen Pegelnullpunkt auf einer Höhe von 338,35 m ü. NN

²²Im östlichen Teil des Gebietes werden zudem über den Sonnenberger Graben durchschnittlich $0,06 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in das Einzugsgebiet der Oder umgeleitet (Eggelsmann und Lange, 2011).

liegt. Das Einzugsgebiet der Sieber bis zum Pegel Pionierbrücke umfasst eine Fläche von ca. 44,4 km² und gilt als „repräsentativ für die hydrologische Landschaft Oberharz“ (Elsholz und Berger, 2003; NLWKN, 2012).

Im Anschluss an die Ortslage von Sieber fließt die Sieber nach Südwesten weiter und verlässt bei Herzberg den Harz bei ca. 280 m ü. NN. Danach fließt sie durch das Pöhlder Becken und mündet bei Hattorf in die Oder. Der Unterlauf der Sieber ist durch Karstgrundwasserleiter im Pöhlder Becken beeinflusst. Teile des Sieberwassers versickern und tragen damit zur Schüttung der nahe gelegenen Rhumequelle bei. Thürnau (1912) bewertet daher die Aufzeichnungen des untersten Sieberpegels in Hattorf folgendermaßen: „Unter diesen Verhältnissen gibt der Hattorfer Pegel [...] nur ein ungefähres Bild des Abflussvorganges [sic!] im Harzlaufe seines Gewässers.“

4.2.2 Verfügbare Daten

Neben den Vergleichsdaten des Schneelysimeters Torfhaus und des Pegels Pionierbrücke standen die in Tabelle 4.1 aufgelisteten meteorologischen Messstationen für Modellvergleiche und Simulationen zur Verfügung. Die aufgeführten Variablen liegen jeweils mit einer zeitlichen Auflösung von mindestens einer Stunde vor. Tageswerte finden in dieser Übersicht keine Berücksichtigung. Alle Stationen sind mit Niederschlagsmessgeräten ausgestattet. Für zehn der 19 Stationen liegen Temperaturmessungen vor. Die übrigen meteorologischen Variablen sind seltener vorhanden, ähnlich wie es auch anhand der Stationsdichten aus Tabelle 2.2 auf Seite 38 ersichtlich ist.

Tab. 4.1: Liste der für die Untersuchung zur Verfügung stehenden meteorologischen Stationen mit Stundendaten der meteorologischen Variablen. P=Niederschlag, T=Temperatur, T_d=Taupunkt, u=Windgeschwindigkeit (und Windrichtung), p=Luftdruck sowie S=Sonnenscheindauer. Es wurden Stationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) sowie der Harzwasserwerke GmbH (HWW) berücksichtigt.

Nr.	Station	Betreiber	Stat.-ID	Länge [°] E	Breite [°] N	Höhe [m]	Messgrößen
1	Altenau-Pumpstation	HWW	164031	10,44	51,82	420	P
2	Braunlage	DWD	10452	10,60	51,73	607	P, T, T _d , u, p, S
3	Brocken (WEWA)	DWD	10453	10,62	51,80	1142	P, T, T _d , u, p, S
4	Bühne-Rimbeck	DWD	N500	10,63	52,00	100	P
5	Clausthal (HWW)	HWW	142231	10,34	51,80	561	P, T
6	Eckertalsperre	HWW	181231	10,58	51,84	505	P
7	Granetalsperre	HWW	151131	10,37	51,91	311	P
8	Innerstetalsperre	HWW	142431	10,30	51,92	230	P
9	Liebenburg-Othfresen	DWD	E871	10,40	52,01	187	P, T, T _d , u, S
10	Odertalsperre	HWW	114831	10,50	51,65	335	P
11	Riefensbeek	HWW	132431	10,37	51,75	345	P
12	Schierke	DWD	03189	10,66	51,77	609	P, T, T _d
13	Schulenberg	HWW	163231	10,44	51,84	470	P
14	Seesen	DWD	E864	10,19	51,91	186	P, T, T _d , u
15	Sieber	HWW	122031	10,43	51,70	340	P
16	Soesetalsperre	HWW	132331	10,31	51,74	275	P
17	Stiege	DWD	03224	10,88	51,67	494	P, T, T _d
18	Torfhaus	HWW	171031	10,53	51,80	805	P, T
19	Wernigerode (AWST)	DWD	10454	10,77	51,85	234	P, T, T _d , u, p, S

Die Zeitreihen der in der Tabelle 4.1 aufgelisteten Stationen standen dem Verfasser aus dem vom Niedersächsischen Ministerium für Umwelt, Energie und Klimaschutz geförderten Projekt „KliBiW“²³ zur Verfügung (Hölscher et al., 2012). Aus der Karte in Abbildung 4.1 ist die räumliche Lage dieser Stationen ersichtlich. Nur die Stationen Bühne-Rimbeck und Liebenburg-Othfresen liegen außerhalb (nördlich) des gezeigten Kartenausschnitts. Die Niederschlagsmessstelle Sieber fällt bei dem Maßstab dieser Darstellung mit dem Pegel Pionierbrücke zusammen. Für die Stationen Brocken und Schierke liegen zudem Messungen des Wasseräquivalents vor.

4.2.3 Klima, Wasserhaushalt und ausgewählte Winter

*„Ist's an Mariä Lichtmess [2. Februar; der Verfasser] hell und rein,
wird ein langer Winter sein,
wenn es aber stürmt und schneit,
ist der Frühling nicht mehr weit.“*

Alte Witterungsregel²⁴

Klima

Der Harz liegt im Bereich vorherrschender Westwinde und kann im Wesentlichen dem gemäßigten Klima Mitteleuropas zugeordnet werden. Da er dem nördlichsten Teil der Mittelgebirgsschwelle zugehörig ist und damit nach Norden hin in das Norddeutsche Tiefland übergeht, ist er aufgrund der großen Geländehöhen des Brockenmassivs sehr exponiert gegenüber Tiefdruckgebieten. Dies spiegelt sich beispielsweise in relativ hohen Windgeschwindigkeiten wider. Die mittleren jährlichen Niederschlagssummen im Westharz liegen orografisch bedingt zum Teil weit über 1000 mm, wohingegen östlich des Harzes im Mittel kaum 500 mm registriert werden. Obwohl die Station Sieber nur auf einer Höhe von 340 m ü. NN liegt (sie befindet sich wie auch der Pegel Pionierbrücke im Ort Sieber), beträgt der mittlere Jahresniederschlag 1271 mm²⁵. Die Niederschlagsstation

²³KliBiW („Globaler Klimawandel - Wasserwirtschaftliche Folgen für das Binnenland“) enthält unter anderem eine komplette Wasserbilanzmodellierung des Aller-Leine-Oker-Einzugsgebietes, die an der Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau der TU Braunschweig durchgeführt wurde. Die Schneemodellierung erfolgte dort vereinfacht mit dem Temperatur-Index-Verfahren.

²⁴Aus Malberg (2003). Nach Baur (1963) tritt zu keiner anderen Jahreszeit die Erhaltungs- und Wiederholungsneigung von Hochdruckwetterlagen über Nordeuropa (mit vorherrschendem Ostwind in Mitteleuropa, im Winter häufig mit Sonnenschein verbunden) so stark in Erscheinung wie im Zeitraum Ende Januar / Anfang Februar. Ausgehend von den statistischen Auswertungen des Zeitraums 1891-1955 von Baur (1963), wird der Februar in 8 von 9 Fällen zu kalt, wenn zwischen dem 29.01. und 01.02. die Abweichung des Luftdrucks in Oslo mindestens +16 hPa beträgt und zugleich an ausgewählten Stationen eine Schneedecke beobachtet wird. Dieser Fall trat z.B. in den Jahren 2006 und 2012 auf. Hingegen ist bei sehr niedrigem Luftdruck und dem Fehlen einer Schneedecke ein zu warmer Februar wahrscheinlich.

²⁵Wenn nicht anders angegeben, beziehen sich die Angaben im Text auf die klimatologische Bezugsperiode 1961-1990.

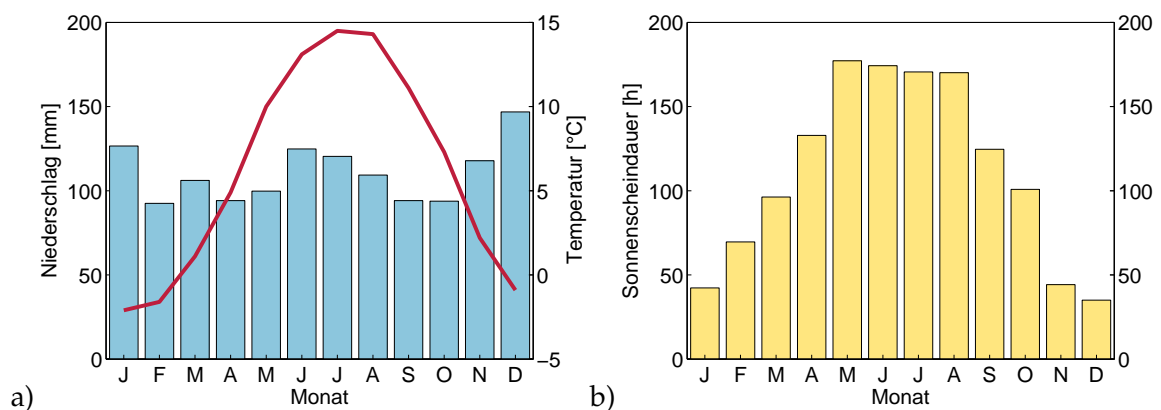


Abb. 4.4: Klimadiagramm der Station Clausthal (585 m ü. NN) für die klimatologische Bezugsperiode 1961-1990. a) Monatsmittel Niederschlag (Balken) und Temperatur (Linie). b) Monatsmittel Sonnenscheindauer.

Sonnenberg (776 m ü. NN) im oberen Teil des Siebergebietes weist einen mittleren Jahresniederschlag von 1531 mm auf. Der entsprechende Wert für die Station Brocken auf 1141 m ü. NN beträgt 1814 mm. Systematische Messfehler des Hellmann-Regenmessers (siehe z.B. Richter, 1995) sind in diesen Angaben nicht enthalten, sodass die ‚tatsächlichen‘ Niederschläge noch über diesen Werten liegen dürften.

Erwartungsgemäß liegen die mittleren Temperaturen im Harz mit höheren Geländehöhen auf einem niedrigeren Niveau als im Umland. Die Abbildung 4.4 zeigt ein Klimadiagramm sowie mittlere Monatswerte der Sonnenscheindauer für die Station Clausthal-Zellerfeld (585 m ü. NN). Der Niederschlag ist durch ein Sommer- und ein Wintermaximum gekennzeichnet. Die mittlere Niederschlagssumme beträgt 1326 mm, die Durchschnittstemperatur 6,2 °C und die Sonnenscheindauer erreicht im Durchschnitt Jahressummen von 1338 h. Zum Vergleich: Die entsprechenden Vergleichswerte an der Station Brocken (1141 m ü. NN) liegen bei 2,9 °C und 1353 h.

Das beschriebene doppelte Maximum der innerjährlichen Niederschlagsverteilung ist typisch für Stationen auf der Clausthaler Hochfläche sowie für den Südharz. Im Ostharz und im Harzvorland, wo orographische Niederschläge weniger relevant sind und die Bedeutung von Sommergewittern am Gesamtniederschlag zunimmt, wird hingegen typischerweise ein Sommermaximum beobachtet (Glässer, 1994). Im Oberharz ist demgegenüber ein Wintermaximum (mit einem Nebenmaximum) üblich (ebenda). Das Einzugsgebiet der Sieber fällt damit in den Bereich des doppelten Maximums und des Wintermaximums, wie die nachstehende Tabelle 4.2 zeigt.

Die Station Sonnenberg weist eine deutlich größere Differenz zwischen dem Winterma-

Tab. 4.2: Langjährige Monatswerte des Niederschlags in mm im Siebereinzugsgebiet für die Stationen Sieber (340 m ü. NN), Sonnenberg (776 m ü. NN) und Acker (800 m ü. NN). Die Angaben für die Station Acker beziehen sich auf 1951-1980 (Glässer, 1994).

Station	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
Sieber	122	88	100	90	86	124	114	106	91	93	115	143	1271
Sonnenberg	150	104	141	107	97	135	120	120	110	122	143	183	1531
Acker	142	117	109	108	110	128	152	133	113	116	135	174	1537

ximum und dem Nebenmaximum im Sommer auf als die beiden anderen Stationen. Auf weitere interessante Aspekte zu den klimatischen Verhältnissen mit besonderer Betrachtung der Schneeverhältnisse im Harz geht [Rachner \(1969\)](#) im Detail ein. Dabei werden auch Höhenabhängigkeiten einzelner klimatisch relevanter Variablen vorgestellt (z.B. Temperaturschwankungen, Frost- und Eistage). Hier soll nur ein kurzer Überblick über das Klima im Harz und den Wasserhaushalt der Sieber gegeben werden. Auf Grundlage der Betrachtung langer Zeitreihen im Zusammenhang mit der Charakterisierung des Klimas und des Wasserhaushalts, werden auch die in dieser Arbeit im Detail untersuchten Winter im Hinblick auf deren Abweichungen in Bezug zu den mittleren Kenngrößen beschrieben.

Wesentlich für das Klima im Harz ist das Vorhandensein einer saisonalen Schneedecke. Am Beispiel der Station Clausthal-Zellerfeld (585 m ü. NN) sollen die Schneeverhältnisse kurz erläutert werden. Die Station wurde deshalb gewählt, da für sie relativ lange Zeitreihen zur Verfügung stehen. Die Temperatur wird beispielsweise ab 1890 mit wenigen Lücken kontinuierlich aufgezeichnet. Zwar liegen bei der Schneehöhe ähnlich lange Zeitreihen vor, diese weisen jedoch größere Lücken auf. Ab 1951 sind die Zeitreihen für Langzeitauswertungen geeignet, sodass ab diesem Jahr mit der Auswertung begonnen werden konnte. Damit liegt ein fast lückenloser Datenbestand von über 60 Jahren vor. In der Abbildung [4.5a](#) sind die langjährigen Tagesmittel der Schneehöhe für verschiedene klimatologisch relevante Zeiträume von jeweils 30 Jahren an dieser Station gegenübergestellt. Im langjährigen Durchschnitt liegt an der Station Clausthal von Anfang November bis etwa Mitte April eine Schneedecke. Es gibt zwei Maxima, eines im Januar und ein zweites im Februar, mit etwa 30 cm. Beim Vergleich der überlappenden 30-Jahres-Zeiträume fällt ein leichter Rückgang der mittleren Schneedecke auf. Das erste Maximum konnte in der zweiten Hälfte des Gesamtzeitraums nicht mehr beobachtet werden. Im Zeitraum 1971-2000 wurden im Mittel die geringsten Schneehöhen gemessen. Der Zeitraum 1981-2010 brachte hingegen wieder größere Schneehöhen. Der durchschnittliche Rückgang der mittleren jährlichen Schneehöhe für die Station Clausthal im Zeitraum 1951 - 2010 beträgt ca. 1,1 cm pro Dekade.

Um die gesamte Spannweite der Schneedeckenentwicklung während einer Wintersaison aufzuzeigen, sind in der Abbildung [4.5b](#) die maximalen Schneehöhen eines Winter als Fläche dargestellt. Dabei wurde der Gesamtzeitraum 1951-2011 gewählt. Interessanterweise waren die jeweiligen Minima für jeden Tag 0 cm, sodass die Fläche die Spannweite darstellt und deutlich macht, dass zu jeder Zeit während der letzten Winter schneefreie Abschnitte beobachtet wurden. Dieser Aspekt wird bei der Beschreibung einzelner Winter wieder aufgegriffen.

Wasserhaushalt

Bedingt durch die Gebietseigenschaften und das vorherrschende Klima ist der Wasserhaushalt des Siebergebietes markant durch das Vorhandensein einer saisonalen Schneedecke beeinflusst. In der Tabelle [4.3](#) sind die gewässerkundlichen Hauptzahlen des Pegels

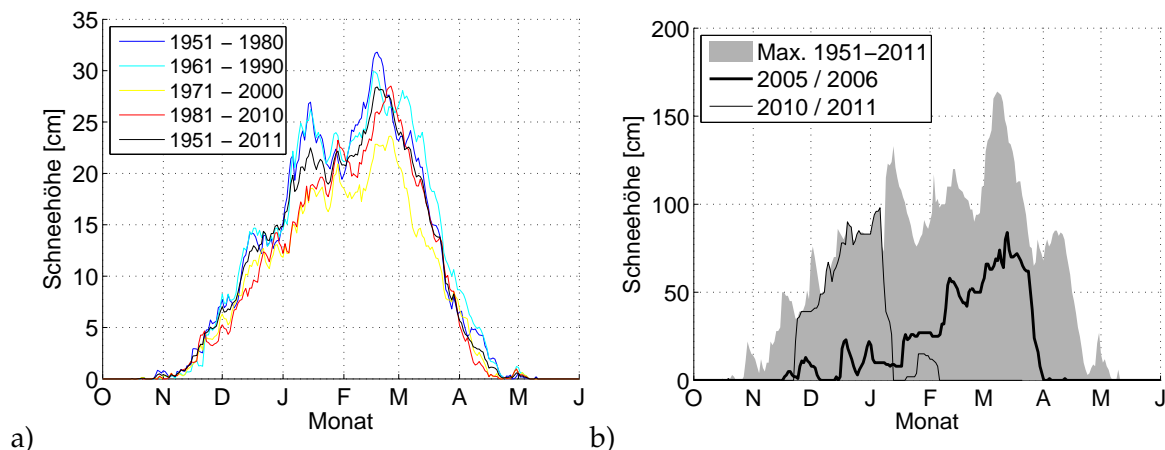


Abb. 4.5: a) Mittlere Schneehöhen für verschiedene klimatologische Bezugsperioden an der Station Clausthal (585 m ü. NN). b) Maximale, im Zeitraum 1951 bis 2011 beobachtete Schneehöhen an der Station Clausthal sowie die in den Wintern 2005/06 und 2010/11 beobachteten Schneehöhen. Achtung: Keine einheitliche Skalierung der Ordinaten.

Pionierbrücke zusammengestellt. Anhand der gewässerkundlichen Kenngrößen wird die große Variabilität der Wasserführung deutlich. Der niedrigste in der Reihe beobachtete Abfluss beträgt $0,094 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ und stellt damit fast den tausendsten Teil des größten beobachteten Abflusses von $87 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ dar. Zur Untersuchung des Wasserhaushaltes soll hier der mittlere Abfluss (MQ) betrachtet werden. Dieser folgt im Jahresverlauf nicht direkt dem Niederschlag. Das Maximum des mittleren Abflusses tritt mit $2,41 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ erst im April auf.

Die Verschiebung des Niederschlagsmaximums ins Frühjahr hinein beim Abfluss weist nach der Klassifikation nach [Pardé \(1963\)](#) auf ein nivo-pluviales bzw. pluvio-nivales Abflussregime hin. Beim erstgenannten Regime wird das Maximum im Frühjahr in erster Linie durch die Schneeschmelze ausgelöst, beim zweitgenannten wird der Anteil des Regens höher bewertet. Eine exakte Einteilung ist nur bedingt möglich, da durch die von [Pardé \(1963\)](#) vorgenommene Beschreibung anhand von Beispielen keine eindeutigen Zuordnungsprinzipien bei dieser Klassifikation existieren ([Marcinek et al., 1996](#)). Als weitere Nachteile werden der ausschließliche Bezug auf relativ große Einzugsgebiete genannt (ebenda) sowie der nicht zu umgehende lokale Bezug bei der feineren Unterteilung der Regime ([Wundt, 1953](#)). Aus diesem Grund werden hier die beiden Regimetypen genannt, welche am besten zu den Monatsmitteln des Abflusses passen. Wesentlich ist in diesem Zusammenhang die Bedeutung der Schneeschmelze bei der Ausprägung der erhöhten Abflüsse an der oberen Sieber.

Auffällig ist, dass in den Monaten Januar bis März relativ große Hochwasserereignisse beobachtet wurden, was der Vergleich der Monats-HQ-Werte mit dem Jahres-HQ offenbart. Die entsprechenden Jährlichkeiten wurden aus Beobachtungen der Reihe 1971–2000 ausgewertet. Ein Hochwasserereignis einer Jährlichkeit von fünf Jahren (HQ5) hat demnach einen Scheitelabfluss von $28 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Das 100-jährliche Ereignis entspricht einem Wert von $51 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Anzumerken ist, dass der Zeitraum 1971–2000 mit $22 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ einen

Tab. 4.3: Hydrologische Hauptzahlen für den Pegel Pionierbrücke (hydrologische Jahre 1930-2008). Alle Zahlenwerte sind in der Einheit $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ angegeben. Quelle: NLWKN (2012).

	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Winter	Jahr
Jahr	1949	1959	1940	1940	1932	1958	1940	2003
NQ	0,160	0,200	0,130	0,130	0,140	0,150	0,130	0,094
MNQ	0,658	0,668	0,698	0,708	0,785	1,00	0,393	0,249
MQ	1,76	2,06	2,07	1,88	2,12	2,41	2,05	1,54
MHQ	9,23	10,8	11,9	7,96	9,09	8,24	21,7	24,5
HQ	41,6	31,0	87,0	54,0	45,6	29,2	87,0	87,0
Jahr	1939	1967+	1932	1946	1981	1994	1932	1932
	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Sommer	Jahr
Jahr	1947+	2003	1994	2003	2003	1959	2003	2003
NQ	0,240	0,130	0,143	0,094	0,116	0,120	0,094	0,094
MNQ	0,499	0,397	0,409	0,408	0,430	0,474	0,272	0,249
MQ	1,12	0,888	1,03	0,918	1,01	1,28	1,04	1,54
MHQ	4,86	6,23	6,13	7,03	6,13	7,18	15,4	24,5
HQ	18,8	42,4	27,1	56,4	34,7	50,0	56,4	87
Jahr	1931	1981	1942	1930	2007	1935	1930	1932

etwas geringeren mittleren Hochwasserabfluss (MHQ) aufweist als es in der längeren Reihe 1930-2008 der Tabelle 4.3 beobachtet wurde. Dies liegt daran, dass in den 1930er Jahren eine auffällige Häufung von Hochwasserereignissen zu verzeichnen ist. Auch das größte Ereignis der Reihe 1930-2008 wurde im Jahr 1932 mit einem Scheitelabfluss von $87 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ beobachtet.

Ausgewählte Winter

Wie die Ausführungen dieses Abschnitts verdeutlichen, stellt die Akkumulation und Ablation der Schneedecke nicht nur eine wesentliche Komponente des Klimas im Siebengebiet dar. Die Schneeprozesse im Einzugsgebiet beeinflussen auch maßgebend den Wasserhaushalt, da die Zwischenspeicherung von Niederschlägen in einer saisonalen Schneedecke zu einer gegenüber dem Niederschlag verschobenen Abgabe des Wassers führt.

In der zurückliegenden Dekade, für die hochaufgelöste Beobachtungen vorliegen, sind insbesondere die Winter 2005/06 sowie 2010/11 zu nennen. Für die Station Clausthal-Zellerfeld (585 m ü. NN) sind die Zeitreihen der Schneehöhen dieser beiden Winter unter Berücksichtigung der maximalen Schneehöhen des Zeitraums 1951-2011 in der Abbildung 4.5 dargestellt. Der besonders schneereiche Winter 2005/06 ist durch ein Maximum der Schneehöhe im März gekennzeichnet. Demgegenüber ist das Maximum im Winter 2010/11 bereits im Januar aufgetreten. An dieser Station fällt der Verlauf im Dezember 2010 bzw. Januar 2011 mit dem Maximum zusammen. Dies bedeutet, dass sich im Dezember 2010 an dieser Stationen eine derart hohe Schneedecke für einen Dezembermonat aufgebaut hat, wie es in den vergangenen 50 Jahren nicht beobachtet wurde. An der Station Braunlage wurden die entsprechenden Maxima hingegen nicht erreicht. Beim Vergleich der beiden Winter ist zu beachten, dass sich die Zeiträume der Akkumulation unterscheiden und dass Schneehöhen betrachtet werden.

Für die Wassermengenbilanzierung ist das Wasseräquivalent der Schneedecke interessanter als die Schneehöhe. Wie in Kapitel 2 beschrieben, liegen Messungen des Wasseräquivalentes i.A. in räumlich und zeitlich geringerer Dichte vor. In unmittelbarer Nähe des Untersuchungsgebietes liegen keine Beobachtungen des Wasseräquivalentes vor. Aus diesem Grund werden ergänzend zu den Beobachtungen der Schneehöhe der Station Clausthal Zeitreihen des Wasseräquivalentes der Schneedecke der Station Schierke (609 m ü. NN) in Abbildung 4.6 ergänzt.

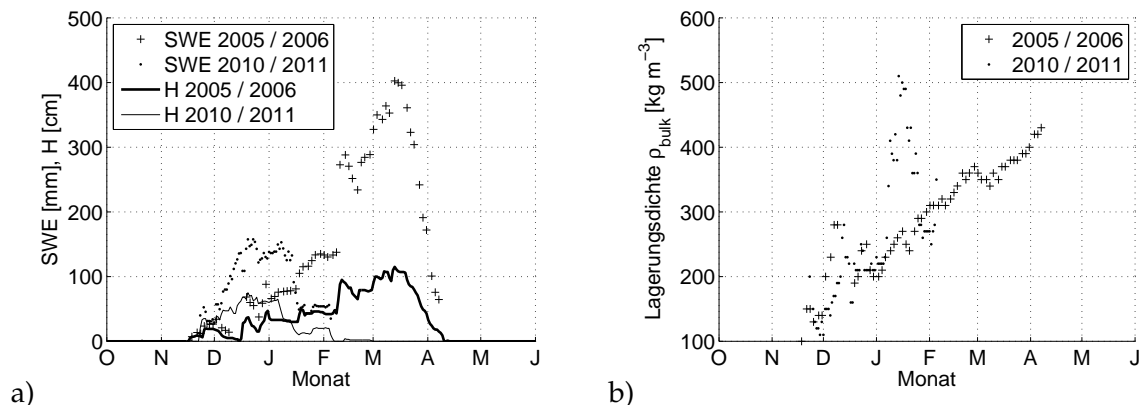


Abb. 4.6: Zeitreihen a) des Wasseräquivalentes der Schneedecke und der Schneehöhe sowie b) der Lagerungsdichte der Schneedecke für die Winter 2005/06 sowie 2010/11 an der Station Schierke (609 m ü. NN). Die Lagerungsdichte wurde mit Hilfe der Beobachtungen aus a) berechnet.

Der prinzipielle Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke deckt sich mit den Zeitreihen der Schneehöhe. Der Vergleich zeigt, dass die Analyse der Schneehöhe zu Fehlinterpretationen führen kann, da die absolute Schneehöhe im Winter 2010/11 höher war als im Winter 2005/06, obwohl das maximale Wasseräquivalent im Winter 2005/06 mehr als doppelt so groß ist. Die Schneedichte (siehe Gl. 2.23), die auch die Setzung berücksichtigt, ist bei der maximalen Schneehöhe im April 2006 deutlich größer als im Dezember 2011. Damit sind die deutlichen Unterschiede des Wasseräquivalentes bei vergleichbaren Schneehöhen zu erklären.

Die unterschiedliche Charakteristik dieser beiden Winter soll abschließend mit Hilfe zweier Thermopluviogramme hinsichtlich der Abweichungen vom klimatologischen Mittel für Temperatur und Niederschlag erläutert werden (Abbildung 4.7). Diese Abweichungen vom klimatologischen Mittel einer Station für einen Monat werden als Vektor dargestellt. Der Koordinatenursprung entspricht genau dem klimatologischen Mittel (keine Abweichung), wobei die Temperaturabweichungen in absoluten Zahlen in Kelvin auf der x-Achse angegeben werden. Die Abweichungen zum klimatologischen Mittel für die Variable Niederschlag werden an der y-Achse abgelesen. Dabei handelt es sich um relative Abweichungen. 100% bedeutet, dass es in diesem Monat doppelt soviel geregnet hat wie im langjährigen Mittel.

Somit deuten Werte in der linken Hälfte auf einen zu kühlen Monat hin. Die obere Hälfte repräsentiert zu nasse Monate. Die Angaben der Abbildung 4.7 beziehen sich auf die Station Braunlage (607 m ü. NN). Für den Winter 2005/06 zeigt sich, dass die Monate

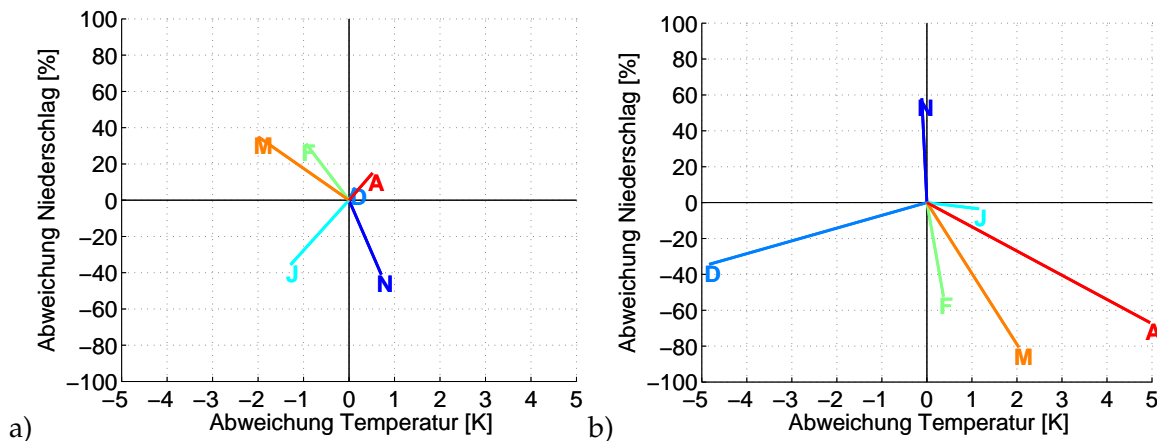


Abb. 4.7: Thermopluviogramme für die Station Braunlage (607 m ü. NN). a) Winter 2005/06 b) Winter 2010/11. Die Buchstaben kennzeichnen die einzelnen Monate im Winterhalbjahr (J = Januar, A = April, ...). Die gezeigten Abweichungen beziehen sich auf die Klimareferenzperiode 1961-1990.

Januar bis März 2006 gegenüber dem Mittel zu kühl waren. Der März 2006 lag 2 K unter dem langjährigen Mittelwert. Die übrigen Monate lagen hinsichtlich der Temperaturen leicht über den Durchschnittswerten. Die relativ kühlen Monate Februar und März 2006 brachten darüber hinaus rund 30% mehr Niederschlag mit sich. Hingegen waren der November 2005 und der Januar 2006 zu trocken.

Vergleicht man die Witterungsverhältnisse mit den entsprechenden Angaben des Winters 2010/11, fällt auf, dass insgesamt größere Abweichungen gegenüber den Mittelwerten zu verzeichnen sind. Einem mit rund -5 K zu kühlen Dezember 2010 folgten vier zu warme Monate im Jahr 2011. Sieht man vom November 2010 ab, war der Winter insgesamt zu trocken. Der März 2011 war 2 K wärmer als der entsprechende Mittelwert und es wurden nur rund 19% der üblichen Niederschlagsmenge registriert. Der April war mit +5 K und -70% Niederschlag ein sehr warmer und trockener April. Die Monate Februar und März liegen in beiden Wintern jeweils im gegenüberliegenden Quadranten.

Neben Temperatur und Niederschlag können auch wesentliche Unterschiede hinsichtlich der Sonnenscheindauer verzeichnet werden. Das Winterhalbjahr 2005/06 kann im Hinblick auf die Sonnenscheindauer als ausgeglichen angesehen werden. Auffällig ist dabei, dass fünf von sechs Monaten durch eine unterdurchschnittliche Sonnenscheindauer charakterisiert waren, während der Januar 2006 mit 119,5 Sonnenstunden rund 250% des üblichen Wertes mit sich brachte. Auch der Winter 2010/11 weist eine gegenüber dem Mittel durchschnittliche Sonnenscheindauer auf. Die ersten vier Monate waren dabei unterdurchschnittlich. Die relativ warmen und niederschlagsarmen Monate März und April 2011 waren demgegenüber sehr sonnig und kompensierten dieses Defizit.

Somit können für die Auswertung von Beobachtungen und Modellen recht unterschiedliche Witterungsverhältnisse in Betracht gezogen werden. In beiden Wintern folgte der Schneeschmelze im Siebereinzugsgebiet jeweils ein Hochwasserereignis, das eine im März bzw. April 2006 und das andere im Januar 2011 (die meteorologischen Zeitreihen der Ereignisse sind in den Abbildungen E.1 und E.2 im Anhang ab Seite 236f enthalten).

Beide Ereignisse führten zu Scheitelabflüssen von ca. $30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Gemäß der o.g. Erläuterungen zur Hochwasserstatistik entspricht dies jeweils in etwa einem fünf-jährlichen Hochwasserereignis (HQ5). Winterhochwasserereignisse mit einer selteneren Jährlichkeit wurden in der vergangenen Dekade nicht beobachtet.

5 Rekonstruktion meteorologischer Felder durch dynamisches Downscaling

5.1 Überblick

Im Abschnitt 2.4 ab S. 71ff wurde auf die Problematik der Extrapolation von meteorologischen Daten eingegangen. Anstelle der üblicherweise verwendeten Punktbeobachtungen von meteorologischen Variablen als Randbedingungen von Schneemodellen oder hydrologischen Modellen sollen im Zuge dieser Arbeit historische meteorologische Felder mit Hilfe atmosphärischer Modelle aus globalskaligen Datensätzen abgeleitet werden (dynamisches Downscaling). Dieser Abschnitt enthält eine kurze Übersicht über atmosphärische Modelle und deren Anwendungen in der Hydrologie. Hierzu werden auch Möglichkeiten der Kopplung von atmosphärischen und hydrologischen Modellen beschrieben. Dieser Aspekt ist insbesondere für die vorliegende Arbeit von Interesse, da hier ebenfalls eine Kopplung dieser Modelltypen erfolgt und die Ergebnisdarstellungen des Kapitels 7 stets als Ergebnis gekoppelter Modelle zu sehen sind. Auf dieser Grundlage werden in den nächsten Abschnitten neben den physikalischen Grundlagen das verwendete atmosphärische Modell, die zur Verfügung stehenden meteorologischen Daten sowie die Anwendung für das Untersuchungsgebiet beschrieben.

5.1.1 Modelle für numerische Wettervorhersagen und Klimasimulationen

Sowohl bei der Wettervorhersage als auch bei Untersuchungen zum vergangenen und projizierten zukünftigen Klima liegen verfügbare Datensätze typischerweise auf der globalen Skala vor. Bei der numerischen Wettervorhersage werden Analysen des aktuellen Zustandes der Atmosphäre auf Grundlage einer sogenannten Assimilation von weltweiten Beobachtungen erstellt. Die Technik der Datenassimilation und -analyse auf der Globalskala ist als eigenständiger Forschungsbereich anzusehen. Systeme bzw. atmosphärische Modelle zur Assimilation unvollständiger und imperfekter Daten (siehe z.B. Barker et al., 2004) werden unter Berücksichtigung von Fehlerstatistiken und physikalischen Gesetzen standardmäßig in der numerischen Wettervorhersage eingesetzt. Es werden dabei u.A. Daten von Stationen auf dem Land, von Satelliten, Schiffen, Flugzeugen, Wind-Profiler-Geräten und Radiosondenaufstiegen ausgewertet. Im Ergebnis liefern diese Systeme eine konsistente Beschreibung der Atmosphäre in allen drei Raumdimensionen, die Analyse. Durch fortlaufende Aktualisierung erhält man die Zeit als vierte Dimension. Dieses Verfahren ist nicht nur für die Wettervorhersage von Interesse sondern auch für Klimasimulationen. Da physikalische Zusammenhänge stets gewährleistet sind, bieten die so erstellten Datensätze eine gute Datenbasis für diese Arbeit.

Die Analysedaten stellen den Ausgangspunkt (die Anfangsbedingung) einer Vorhersage mit einem globalen Zirkulationsmodell der Atmosphäre (*general circulation models*, GCM) dar. Wegen der globalen Abdeckung sind diese Modelle relativ grob aufgelöst. Für die Erstellung von Vorhersagen auf der regionalen Skala müssen daher für einen

begrenzten Ausschnitt sogenannte lokale atmosphärische Modelle (*limited area models*) aufgebaut werden, deren Randbedingungen aus den Analysedaten oder den GCM der numerischen Wettervorhersage stammen. Man sagt, dass diese lokalen atmosphärischen Modelle dann in den globalen Zirkulationsmodellen ‚genestet‘ werden. Lokale atmosphärische Modelle bzw. regionale Klimamodelle ‚detaillieren‘ (Giorgi, 2006) die großskaligen Strömungen unter Berücksichtigung von Topographie, Landnutzung und Boden.

5.1.2 Lokale atmosphärische Modelle (Limited Area Models)

Bedingt durch die historische Entwicklung von regionalen atmosphärischen Modellen (siehe dazu auch Giorgi, 2006), wurden erste Anwendungen dieser lokalen atmosphärischen Modelle im Rahmen der numerischen Wettervorhersage durchgeführt. Die Anfangs- und Randbedingungen stammen entweder aus Analysedaten oder aus Vorhersagen eines globalen Zirkulationsmodells der Atmosphäre (*general circulation models*). Die spätere Entwicklung von Parametrisierungen für lange Zeitskalen sowie die zunehmende Leistung von Computern machte eine typische Anwendung dieser lokalen atmosphärischen Modelle im Bereich von Klimauntersuchungen erst in den 1990er Jahren möglich (Giorgi, 2006). Anstelle von Analysen oder globalen Vorhersagen werden die meteorologischen Felder entweder aus historischen Analysen oder Reanalysen²⁶ bzw. aus globalen gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Zirkulationsmodellen (*coupled atmosphere-ocean general circulation models*, AOGCM)²⁷ als Randbedingungen verwendet. Da für diese Anwendung zum Teil auch andere Parametrisierungen als bei der numerischen Wettervorhersage zum Einsatz kommen, spricht man daher häufig hier nicht mehr nur von lokalen atmosphärischen Modellen (*limited area models*), sondern von regionalen Klimamodellen (*regional climate models*). In dieser Arbeit wird der Begriff lokales atmosphärisches Modell verwendet, da sich die hier durchgeführten Untersuchungen weder der numerischen Wettervorhersage noch typischen Klimasimulationen zuordnen lassen.

²⁶Während Analysedaten laufend im Zuge der Wettervorhersage aufbereitet und archiviert werden, stellen Reanalysedaten eine Langzeitaufbereitung mit dem selben Modell dar. Dies gewährleistet die Erstellung kohärenter Datensätze, die nicht durch Methodenwechsel beeinflusst sind (Dee et al., 2011).

²⁷Diese Modelle werden üblicherweise für Simulationszeiträume von mehreren tausend Jahren (Warner, 2011) mit Annahmen über vergangene Treibhausgaskonzentrationen in Betrieb genommen. Die langen Zeiträume sind notwendig, um die Ozeanzirkulation in einen Gleichgewichtszustand zu bringen. Mit einem solchen Ansatz kann das Klima eines Referenzzeitraums (z.B. die letzten 50 Jahre) simuliert werden. Das Klima der Vergangenheit wird in solchen Modellen allerdings nur statistisch wiedergegeben. Auf Grundlage von Emissionsszenarien werden die Randbedingungen der Treibhausgasemissionen an mögliche zukünftige Entwicklungen angepasst, um so den anthropogenen Klimawandel und dessen Auswirkungen modelltechnisch abbilden zu können.

Eine andere Anwendung solcher Modelle sind saisonale Vorhersagen von Anomalien wesentlicher Klimatelemente bezogen auf langjährige Mittelwerte. Ein derartiges Modell zur laufenden Vorhersage solcher Abweichungen für die zukünftigen neun Monate wird von Saha et al. (2006) beschrieben und stellt damit den Übergang von Wettervorhersage auf der einen und Klimasimulationen auf der anderen Seite dar. Eine relativ aktuelle Übersicht über verfügbare AOGCM ist bei Warner (2011) zu finden.

5.1.3 Dynamisches Downscaling

Werden lokale atmosphärische Modelle zur Beschreibung des Klimas auf der Mesoskala herangezogen, nennt man diese Vorgehensweise *dynamisches Downscaling*. Der Begriff dynamisch rührt daher, dass ein atmosphärisches Modell zur Anwendung kommt, welches auf den Strömungsgleichungen beruht. Hingegen spricht man von *statistischem Downscaling*, wenn der Zusammenhang zwischen großer und kleiner Skala über statistische Beziehungen hergestellt wird. Die Vor- und Nachteile der beiden grundlegend verschiedenen Ansätze fasst Warner (2011) zusammen. Als wesentliche Vorteile des dynamischen Downscalings werden die physikalische Konsistenz und die bessere Abbildung von Extremereignissen genannt (ebenda). Giorgi (2006) präzisiert:

„The main advantage of RCM nesting is that it is a physical based downscaling approach, which implies on the one hand that all climate variables are calculated in a physical consistent way and on the other hand that RCMs are general tools applicable for a wide variety of studies.“

Die mit Hilfe lokaler atmosphärischer Modelle zu erzielende physikalische Konsistenz sowie die Verfügbarkeit von globalen Datensätzen und entsprechender Rechnerkapazitäten machen eine Anwendung dieses Verfahrens auch für die typischen mesoskaligen Fragestellungen in der Hydrologie interessant.

5.1.4 Anwendungsbeispiele in der Hydrologie

Die Herausforderung bei der Anwendung atmosphärischer Modelle in der Hydrologie besteht darin, den hohen Ansprüchen hydrologischer Modellsysteme hinsichtlich der bereitzustellenden Daten gerecht zu werden. Üblicherweise erfolgt die Kopplung der Modelle passiv (siehe Abschnitt 6.6), d.h. die meteorologischen Felder aus dem atmosphärischen Modell werden von dem hydrologischen Modellsystem in einem losgelösten Lauf übernommen, ohne dass eine Rückkopplung erfolgt. Eine Schwierigkeit dabei ist die Bereitstellung möglichst genauer Niederschlagsdaten. Während die räumliche Ausdehnung von Niederschlagsfeldern ‚quasi‘-deterministisch gut wiedergegeben kann, wird die Ableitung von Niederschlagsintensitäten eher noch als stochastisches Problem angesehen (Davis et al., 2006). Auf die Schwierigkeiten, die sich bei der Ableitung von Niederschlägen in atmosphärischen Modellen ergeben, wird in Abschnitt 5.2.2 näher eingegangen.

Auf typische Anwendungen von lokalen atmosphärischen Modellen für Klimaszenarien soll hier nur am Rande eingegangen werden. Einen guten Überblick über die Thematik bieten Teutschbein und Seibert (2010). In dieser Veröffentlichung werden die grundlegenden Ansätze, die zurzeit Anwendung finden, beschrieben. Weiterhin geben Teutschbein und Seibert (2012) eine Literaturübersicht über Ansätze zur Korrektur der systematischen Abweichungen (‚Bias‘) zwischen simuliertem und beobachtetem Klima. Ein Beispiel für ein in Deutschland häufig angewendetes lokales atmosphärisches Modell

für Klimaszenarien ist das hydrostatische Modell REMO des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg (Jacob, 2001; Jacob et al., 2008). Dieses wurde im Zuge einer Vergleichsstudie auch mit anderen Modellen verglichen (Jacob et al., 2007). Szenarienanwendungen des Modells für Flussgebiete sind zum Beispiel bei KLIWA (2006) und Hölscher et al. (2012) beschrieben. In der letztgenannten Veröffentlichung werden die mit REMO simulierten Klimaszenarien mit dem in dieser Arbeit verwendeten hydrologischen Modellsystem PANTA RHEI (Kapitel 6) für das Flussgebiet der Aller ausgewertet.

Klimaszenarien werden in dieser Arbeit nicht weiter betrachtet. Der Fokus der Darstellungen ist auf (Re-) Analysedaten als Randbedingungen für lokale atmosphärische Modelle in Bezug auf hydrologische Fragestellungen gelegt. Denn nur diese erlauben einen direkten Vergleich mit Beobachtungen. Zeitreihen aus Klimaszenarien können nur nach statistischer Aggregation mit Beobachtungen verglichen werden, da sie nur die statistischen Eigenschaften des Klimas, nicht aber den tatsächlichen Wetter- bzw. Witterungsverlauf enthalten.

Auf technische Aspekte bei der Kopplung atmosphärischer und hydrologischer Modelle gehen Benoit et al. (2000) ein. Hydrologische Modelle werden in diesem Zusammenhang als Validierungswerkzeuge genannt. Das Einzugsgebiet könne als „großer Regenmesser“ angesehen werden. Den Aspekt der Validierung atmosphärischer durch hydrologische Modelle greifen Jasper und Kaufmann (2003) sowie Pappenberger et al. (2008) auf.

Während Benoit et al. (2000) mehr auf den Aspekt der Überprüfung des atmosphärischen Modells durch ein hydrologisches Modell eingehen, liegt der Schwerpunkt der Untersuchungen von Westrick und Mass (2001) bzw. Westrick et al. (2002) eher im Bereich der Hochwasservorhersage. In diesen Untersuchungen wird MM5, das Vorgängermodell von ARW (das Modell wird in Abschnitt 5.3 näher erläutert), mit DHSVM (siehe Abschnitt 2.3.7) passiv gekoppelt. Dabei werden neben den üblichen meteorologischen Feldern auch die langwellige Strahlung sowie der Temperaturgradient in der Luftschicht, in welcher der Luftdruck um 150 hPa abnimmt, an das hydrologische Modell übergeben (Westrick und Mass, 2001). Auch Zhao et al. (2009) verwenden die Modellkombination ARW/DHSVM, um die Schneeschmelze in einem Einzugsgebiet in China vorherzusagen. Neben einer Überprüfung anhand von Pegeldaten, vergleichen Zhao et al. (2009) auch die meteorologischen Zeitreihen aus ARW mit Stationsbeobachtungen.

Kunstmann und Stadler (2005) beschreiben eine passive Modellkopplung von MM5 und WaSiM (siehe Abschnitt 2.3.7) für das alpin geprägte Einzugsgebiet der Mangfall. Der gewählte Simulationszeitraum umfasst ein Jahr, wobei die Ausgaben des atmosphärischen Modells auf Tagesmittel bzw. -summen aggregiert worden sind, da das hydrologische Modell für Tageswerte aufgebaut wurde. Eine ähnliche Strategie wird bei Rögnvaldsson et al. (2007b) für eine Anwendung in Island beschrieben. Auch hier erfolgte eine Aggregation der MM5-Ausgaben, um WaSiM mit Tageswerten einzusetzen. Beiden Untersuchungen liegen Reanalysedaten zu Grunde.

Atmosphärische Modelle werden auch zur ausschließlichen Ableitung der Schnee-

bedeckung eingesetzt. Die zunehmende Verfeinerung der räumlichen Auflösung mit zunehmender Verfügbarkeit von geeigneter Rechenkapazität erlaubt die Auswertung von Schneedeckenparametern im komplex gegliederten Gelände mit relativ hoher Auflösung. In diesem Zusammenhang sind die Studien von [Liu et al. \(2011\)](#) und [Pavelsky et al. \(2011\)](#) zu nennen. Bei diesen Untersuchungen liegt ein Schwerpunkt beim Vergleich von simulierten und beobachteten Zeitreihen des Wasseräquivalents der Schneedecke. Die Simulation von Niederschlägen mit ARW und weitergehende Untersuchungen für einen Gletscher in Tibet beschreiben [Maussion et al. \(2011\)](#) und [Mölg et al. \(2012\)](#).

Eine andere Anwendungsmöglichkeit ist die Ableitung von Windfeldern. [Bernhardt et al. \(2010\)](#) verwenden ebenfalls das Modell MM5, um Windfelddaten unter verschiedenen Bedingungen für das räumlich differenzierte Schneemodell SnowModel (Abschnitt 2.3.4.5) zu erstellen.

5.2 Physikalische Grundlagen

5.2.1 Die Grundgleichungen

Sowohl der Aufbau der Analyse- bzw. Reanalysedaten als auch deren ‚Detaillierung‘ durch dynamisches Downscaling setzt eine physikalische Beschreibung der zu Grunde liegenden Prozesse in der Atmosphäre voraus. Nachfolgend werden die wesentlichen Gleichungen zur Beschreibung der atmosphärischen Bewegungsvorgänge für die meteorologischen Zustandsvariablen Geschwindigkeit \vec{v} , Dichte ρ , Luftdruck p , Temperatur T und spezifische Feuchte q kurz aufgeführt. Diese Gleichungen werden auch Grundgleichungen oder ‚primitive‘ Gleichungen genannt.

Wird eine Strömung zunächst unabhängig von deren Ursachen untersucht, so muss deren Bilanzierung für ein betrachtetes Volumen gemäß der Massenerhaltung beschreibbar sein. Die mathematische Beschreibung erfolgt auf der Grundlage der Kontinuitätsgleichung. Dabei können neben Masse auch Eigenschaften wie Wärme oder Impuls bilanziert werden. Nimmt die untersuchte Eigenschaft im Volumen zu, herrscht Konvergenz vor. Im umgekehrten Fall, mit einem größeren Ab- als Zuströmen einer betrachteten Eigenschaft, spricht man von Divergenz. Die Kontinuitätsgleichung für den Massenfluss lautet ([Etling, 1996](#)):

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} \rho = -\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{v}, \quad \text{mit } \vec{v} = \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} \quad (5.1)$$

mit	ρ	Dichte der Luft	$[\text{kg m}^{-3}]$
	\vec{v}	Vektor der Windgeschwindigkeit	$[\text{m s}^{-1}]$
	u	Betrag der Windgeschwindigkeit in x-Richtung	$[\text{m s}^{-1}]$
	v	Betrag der Windgeschwindigkeit in y-Richtung	$[\text{m s}^{-1}]$
	w	Betrag der Windgeschwindigkeit in z-Richtung	$[\text{m s}^{-1}]$
	$\vec{\nabla}$	Nabla-Operatur (Vektor), $\vec{\nabla} = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z})$	$[-]$

In Gleichung 5.1 kann anstelle der Luftdichte ρ die spezifische Feuchte q und anstelle des Ausdrucks $\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{v}$ ein Quellen- bzw. Senkenterm Q_v für die spezifische Feuchte eingesetzt werden. Diese modifizierte Gleichung entspricht dann der Massenbilanz für die Luftfeuchte (Warner, 2011):

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \vec{\nabla} q + Q_v \quad (5.2)$$

Bei dem Ausdruck $\vec{v} \cdot \vec{\nabla} q$ handelt es sich um die sogenannte konvektive Änderung der spezifischen Feuchte q , da sie mit den Geschwindigkeitskomponenten in Verbindung steht (Kraus, 2001).

Ursächlich für die atmosphärische Strömung sind Gradienten bzw. die damit verbundenen Kräfte. Die wesentlichen physikalischen Zusammenhänge der dynamischen Meteorologie basieren auf den Newton'schen Axiomen (siehe z.B. Kraus, 2001):

1. Trägheitsgesetz oder Impulserhaltungssatz (*lex prima*),
2. Satz von der Änderung der Bewegung, auch Impulssatz genannt (*lex secunda*),
3. „actio=reactio“ (*lex tertia*) und
4. Superposition von Kräften (*lex quarta*).

Mit deren Kenntnis ist die Ableitung der Bewegungsgleichungen möglich. Dabei wird für jede Raumrichtung eine Gleichung vorgesehen. Anstelle der üblichen vertikalen Dimension in z -Richtung werden in der dynamischen Meteorologie auch p -Koordinaten (Luftdruck) verwendet. In diesem kurzen Grundlagenabschnitt sollen für das prinzipielle Prozessverständnis nur die kartesischen Koordinaten betrachtet werden.

Die Änderung des Impulses entspricht bei konstanter Masse einer Geschwindigkeitsänderung und kann der Summe der einwirkenden Kräfte gleichgesetzt werden (2. Newton'sches Gesetz). Auf diesem Weg erhält man die Bewegungsgleichung für die betrachtete vektorielle Komponente der Windgeschwindigkeit. Zunächst sollen daher die wirkenden Kräfte kurz genannt werden.

- **Schwerkraft:** Die auf eine Masse wirkende Beschleunigung infolge der Erdanziehung beträgt $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$ bzw. entspricht der partiellen Ableitung des Geopotentials nach der Höhe $\frac{\partial \Phi}{\partial z}$ bzw. allgemein $-\vec{\nabla} \Phi$. Die Definition des Geopotentials ist $\Phi = g \cdot z$.
- **Druckgradientkraft:** Durch einen Luftdruckgradienten - beispielsweise in x -Richtung - erfährt ein Teilchen eine Beschleunigung von $\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}$ (Kraus, 2001). Im dreidimensionalen Koordinatensystem kann entsprechend $\frac{1}{\rho} \cdot \vec{\nabla} p$ geschrieben werden.
- **Reibungskraft:** Durch unterschiedliche Windgeschwindigkeiten bilden sich Schubspannungen aus. Diese werden durch den senkrecht zur betrachteten Strömung auftretenden molekularen und turbulenten Impulsstrom hervorgerufen. Die

turbulente Diffusion ist dabei gegenüber der molekularen Diffusion der bedeutendere Prozess. Ein turbulenter Austausch ist subskalig und Gegenstand von Parametrisierungen (Abschnitt 5.2.2). Dieses Problem tritt auch bei der Beschreibung der turbulenten Wärmeströme auf (siehe Abschnitt 2.1.3).

- **Corioliskraft:** Die Corioliskraft wird auch als Trägheitskraft bezeichnet, die im rotierenden Koordinatensystem der Erde berücksichtigt werden muss. Sie hängt von der Geschwindigkeit $|\vec{v}|$ des betrachteten Teilchens in der Strömung, der geographischen Breite φ und der Rotationsfrequenz $\Omega = \frac{2\pi}{t}$ der Erde ab. Für t wird die Zeit eingesetzt, welche die Erde für eine Umdrehung benötigt. Auf der Nordhalbkugel findet eine Ablenkung nach rechts, auf der Südhalbkugel eine Ablenkung nach links statt. Nach Kraus (2001) beträgt die Beschleunigung durch die Corioliskraft $2 \cdot \Omega \cdot |\vec{v}| \cdot \sin \varphi$.

Gemäß der obigen Erläuterungen können unter Zusammenfassung der wirkenden Beschleunigungen die Bewegungsgleichungen ermittelt werden (Etling, 1996):

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = - \underbrace{\vec{v} \cdot \vec{\nabla} \vec{v}}_{\text{Advektionsterm}} - \underbrace{2 \cdot \vec{\Omega} \times \vec{v}}_{\text{Coriolisbeschleunigung}} - \underbrace{\vec{\nabla} \Phi}_{\text{Erdbeschleunigung}} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \cdot \vec{\nabla} p}_{\text{Druckgradient}} \quad (5.3)$$

In dieser Schreibweise ist

$$-2 \cdot \vec{\Omega} \times \vec{v} = -2 \cdot \begin{vmatrix} \vec{e}_1 & \vec{e}_2 & \vec{e}_3 \\ 0 & \Omega \cos \varphi & \Omega \sin \varphi \\ u & v & w \end{vmatrix}$$

mit den Einheitsvektoren \vec{e}_1 , \vec{e}_2 und \vec{e}_3 (Kraus, 2001). $\vec{\Omega}$ ist der Vektor der Erdrotation. Nach Auflösen des Kreuzprodukts erhält man den folgenden Vektor der Coriolis-Beschleunigung:

$$-2 \cdot \Omega \begin{pmatrix} v \cdot \sin \varphi - w \cdot \cos \varphi \\ u \cdot \sin \varphi \\ u \cdot \cos \varphi \end{pmatrix}$$

Die Gleichung 5.3 entspricht den *Euler'schen Bewegungsgleichungen*. Der Plural trägt der Tatsache Rechnung, dass Gleichung 5.3 auch auf drei einzelne Gleichungen, je Raumrichtung eine, aufgeteilt werden kann. Nicht berücksichtigt ist die Reibungskraft. Wird diese ergänzt, erhält man die *Navier-Stokes-Gleichungen*.

Neben diesen Bewegungsgleichungen und der Kontinuitätsgleichung müssen darüber hinaus noch der erste Hauptsatz der Thermodynamik und die Zustandsgleichung für ideale Gase hinzugezogen werden, um ein vollständiges Gleichungssystem für die Beschreibung atmosphärischer Phänomene zu erhalten. Der erste Hauptsatz der Thermodynamik enthält wie Gleichung 5.2 ebenfalls einen konvektiven Term ($\vec{v} \cdot \vec{\nabla} \Theta$) und wird für adiabatische Prozesse mit der potentiellen Temperatur Θ anstelle der absoluten

Temperatur T formuliert (Etling, 1996):

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \vec{\nabla} \Theta + \frac{d\Theta}{dt} \quad (5.4)$$

Das totale Differential $\frac{d\Theta}{dt}$ in Gleichung 5.4 entspricht hier Quellen und Senken von Wärme. Diese können zum Beispiel mit Phasenübergängen (Q_v aus Gleichung 5.2) oder mit der Strahlungsbilanz (Abschnitt 2.1.2) einer Oberfläche in Verbindung stehen.

Schließlich soll hier zur Vervollständigung der Gleichungen noch die Zustandsgleichung für ideale Gase ergänzt werden. Die Zustandsgrößen p , ρ und T stehen in dem Zusammenhang

$$p = \rho \cdot R_L \cdot T, \quad (5.5)$$

wobei R_L die spezielle Gaskonstante für trockene Luft mit $287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ist (Warner, 2011). Die Gleichungen 5.1 bis 5.5 bilden damit das o.g. vollständige Gleichungssystem. Da \vec{v} ein Vektor im dreidimensionalen Raum ist, kann die Gleichung 5.3 auf die drei Geschwindigkeitskomponenten u , v und w ²⁸ aufgeteilt werden. Damit erhält man dann insgesamt sieben Gleichungen mit sieben unbekannten Zustandsgrößen. Es handelt sich bei diesen Gleichungen fast ausschließlich um prognostische Gleichungen, da sie eine Ableitung nach der Zeit $\frac{\partial}{\partial t}$ enthalten. Nur die zuletzt aufgeführte Zustandsgleichung für ideale Gase (Gleichung 5.5) ist demgegenüber eine diagnostische Gleichung.

Manchmal wird bei den Grundgleichungen noch eine weitere diagnostische Gleichung aufgeführt, um einen Zusammenhang zwischen Temperatur T (Gl. 5.5) und potentieller Temperatur Θ (Gl. 5.4) herzustellen, die Poisson-Gleichung (Kraus, 2001):

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_L}{c_p}} \quad (5.6)$$

Gemäß der Definition der potentiellen Temperatur wird die Temperatur im Niveau p unter Berücksichtigung des adiabatischen Temperaturgradienten $\Gamma \approx -\frac{g}{c_p}$ auf das Niveau $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ umgerechnet. Dabei ist R_L die bereits zuvor genannte spezielle Gaskonstante für trockene Luft und c_p ist die spezifische Wärmekapazität der Luft ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

Neben den genannten Quellen- und Senkentermen müssen auch für die Reibung in den Bewegungsgleichungen weitere Gleichungen bereitgestellt werden, um eine realistische Simulation der Atmosphäre zu gewährleisten. Die damit verbundenen Prozesse müssen parametrisiert werden. Diese Parametrisierungen werden im nächsten Abschnitt erläutert.

²⁸Bei der sogenannten hydrostatischen Approximation wird die Gleichung für w bzw. bei Druckkoordinaten für p so stark vereinfacht, dass nur noch der Ausdruck $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho \cdot g$ übrigbleibt. Es wird dabei angenommen, dass die Erdbeschleunigung einen wesentlich größeren Einfluss auf die vertikale Beschleunigung hat als der Vertikalwind. Warner (2011) zufolge ist diese Annahme für großskalige Untersuchungen mit Gitterweiten von mehr als 10 km zulässig, nicht jedoch bei feineren Auflösungen.

5.2.2 Parametrisierungen

Die Grundgleichungen enthalten Flüsse sowie Quellen- und Senkenterme, welche nicht bekannt sind. Durch Ableitung dieser unbekannten Terme, zum Beispiel aus den übrigen Zustandsgrößen, wird das Gleichungssystem durch „Schließung der Gleichungen“ (von Storch et al., 1999) erst numerisch lösbar. Zudem müssen Prozesse indirekt berücksichtigt werden, welche nicht durch das Modell aufgelöst werden und damit subskalig sind, jedoch einen erheblichen Effekt auf die aufgelösten Prozesse haben können. Ein Beispiel für einen solchen Prozess ist die Konvektion und Wolkenbildung. Innerhalb einer Gitterzelle eines Modells muss eine Wolkenbildung durch Konvektion auch für Werte der relativen Luftfeuchte unter 100% berücksichtigt werden, da ein Sättigungsdefizit nur einen Mittelwert der Zelle darstellt und vereinzelt Wolken entstehen können. Diese können wiederum einen erheblichen Einfluss auf die Strahlungsbilanz der gesamten Gitterzelle haben. Die folgenden Prozesse müssen in einem atmosphärischen Modell parametrisiert werden:

- **Wolkenmikrophysik:** Der ‚Übergang‘ von Wasserdampf zu Wolkenwasser oder Wolkeneis und größeren, niederschlagsbildenden Hydrometeoren läuft auf der Mikroskala ab. Diese Prozesse sowie deren mathematische Formulierung in einem Modell werden in Abschnitt 5.3.4 ab Seite 118 dargelegt.
- **Konvektion:** Für Modelle mit Auflösungen ≤ 5 km sollte eine Konvektionsparametrisierung nicht berücksichtigt werden (Skamarock et al., 2008), da konvektive Wirbel in diesem Fall bereits aufgelöst werden können. Mit dieser Parametrisierung können konvektive Niederschlagsereignisse simuliert werden, auch wenn die relative Luftfeuchtigkeit für die Gitterzelle des Modells weniger als 100% beträgt.
- **Prandtl-Schicht:** Unterer Teil der atmosphärischen Grenzschicht mit starker Beeinflussung durch Bodenerwärmung und -abkühlung und der damit verbundenen Konvektion sowie der Rauigkeit des Geländes. In dieser Schicht sind der Impulsstrom, der sensible und der latente Wärmestrom näherungsweise konstant mit zunehmender Höhe. Mit Hilfe von Messungen konnte bestätigt werden, dass der Impulsstrom mit zunehmender Höhe in der Prandtl-Schicht meistens nur um weniger als 10% abnimmt (Etling, 1996).
- **Atmosphärische Grenzschicht:** Die Prozesse in diesem Teil der Atmosphäre, welcher auch die Prandtl-Schicht enthält, sind charakterisiert durch Reibung und die Austauschprozesse der Erdoberfläche und umfassen eine vertikale Ausdehnung von ca. 1 bis 2 km (Etling, 1996). Die reibungsbedingte effektive turbulente Durchmischung führt im Allgemeinen zu einer Vereinheitlichung der Höhenprofile der potentiellen Temperatur Θ , der mittleren Windgeschwindigkeit \bar{u} sowie der spezifischen Feuchte q (Oke, 1987) auf Raumskalen, die häufig nicht im erforderlichen Umfang durch die vertikale Diskretisierung atmosphärischer Modelle repräsentiert werden.

- **Landoberflächenprozesse:** Diese Klasse von Parametrisierungen enthält Gleichungen für die wesentlichen Austauschprozesse im System Boden-Pflanze-Atmosphäre, welche teilweise auch Bestandteil hydrologischer Modelle sind, wie zum Beispiel Bodenwasserhaushalt, Verdunstung oder Schneeschmelze (siehe Abschnitt 2.3.6, S. 61ff).
- **Strahlung:** Absorption, Emission und Streuung von Strahlung verschiedener Wellenlängen müssen sowohl im Zusammenhang mit atmosphärischen Molekülen und Aerosolen sowie an der Erdoberfläche berücksichtigt werden (siehe z.B. Petty, 2004).

Typischerweise erfolgt die Parametrisierung der genannten Prozesse mit Hilfe deterministischer Formeln, wenngleich auch stochastische Methoden vereinzelt angewendet werden (von Storch et al., 1999; Warner, 2011).

5.3 Das Modell Advanced Research WRF (ARW)

5.3.1 Überblick über das Modell

Das Modell **Advanced Research WRF (ARW)** ist ein nicht-hydrostatisches (lokales) atmosphärisches Modell und stellt eine von zwei Ausführungen des frei verfügbaren ‚Modellrahmens‘ WRF (Weather Research and Forecast modeling system) dar. Beide Ausführungen oder Varianten im WRF-Software-Framework unterscheiden sich vor allem in Bezug auf die Numerik. Für das Pre- und Postprocessing sowie zum Teil auch für die Parametrisierungen können dieselben Programmbestandteile verwendet werden. Während ARW als Weiterentwicklung aus dem Modell MM5²⁹ hervorging, ist NMM (Non-hydrostatic Mesoscale Model) eine weitere Variante von WRF, die durch die NCEP mit dem primären Ziel der Wettervorhersage eingesetzt wird. Hingegen liegt der Schwerpunkt der Anwendungen von ARW eher im Bereich der Forschung und wird für die Untersuchungen in dieser Arbeit eingesetzt. Es gibt neben einer Homepage mit zentralen Informationen und Updates zwei wesentliche Dokumentationen zu ARW, wobei sich die Ausführungen dieses Kapitels auf Version 3 beziehen:

- ‚Users home page‘ für WRF (UCAR, 2012c),
- das Benutzerhandbuch (Wang et al., 2012) und
- die Modellbeschreibung (Skamarock et al., 2008).

Nach Wang et al. (2012) ist ARW ein flexibles atmosphärisches Simulationsmodell, das als ‚state-of-the-art‘ charakterisiert werden kann. Als Anwendungsbereich geben die Autoren einige Meter bis Tausende von Kilometern an. Typische Anwendungen in diesem Skalenbereich sind ferner (ebenda):

- Simulationen unter idealisierten Bedingungen

²⁹MM5 = Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (Grell et al., 1994)

- wissenschaftliche Untersuchungen zur Entwicklung neuer Parametrisierungen
- Forschung im Bereich der Datenassimilation
- Entwicklung neuer Wettersvorhersagemöglichkeiten
- Echtzeit-Wettersvorhersage
- Einsatz in gekoppelten Modellanwendungen
- Verwendung in der Lehre

WRF und seine beiden Ausführungen sind in der Programmiersprache FORTRAN90 entwickelt worden. Zum Teil gehen die genutzten Funktionen, wie zum Beispiel OpenMP³⁰ über den FORTRAN90-Standard hinaus, sodass zur Übersetzung des Programms relativ neue Compiler verwendet werden müssen. Einige Schnittstellen von WRF, wie etwa die zur Einbindung von MPI³¹, sind in C geschrieben.

Wesentliche Programmpakete sind (vergleiche Abbildung 5.1):

- **WRF Domain Wizard:** Grafische Oberfläche zur Vorbereitung des Berechnungsgitters und zur Steuerung der Teilprogramme von WPS (nicht abgebildet).
- **WPS:** Das WRF Preprocessing System (WPS) erlaubt die Aufbereitung von geographischen (statischen) Daten sowie der Anfangs- und Randbedingungen für das Untersuchungsgebiet. Dabei werden alle Daten in ein einheitliches Format umgewandelt. Die Software umfasst mehrere Werkzeuge für diese Aufgaben. Das Programm GEOGRID erlaubt die Aufbereitung verfügbarer räumlicher Datensätze für das Gitter des Untersuchungsgebiets. Diese räumlichen Datensätze umfassen ein digitales Geländemodell, einen klassifizierten Landnutzungsdatensatz sowie eine räumliche Bodenartenklassifikation. Da die meteorologischen Felder, die als Anfangs- und Randbedingungen benötigt werden, meistens im GRIB-Format³² vorliegen, müssen diese zunächst mit Hilfe des Programms UNGRIB in das netCDF-Format³³ konvertiert werden. Schließlich dient METGRID dazu, die meteorologischen Felder auf das mit GEOGRID erstellte Berechnungsgitter zu interpolieren. Im Ergebnis erhält man einen vollständigen Datensatz zur Inbetriebnahme von WRF (NMM und ARW).

³⁰Open Multi-Processing ist eine Programmierschnittstelle, die es dem Programmierer erlaubt, relativ einfache Parallelisierungen zu implementieren. OpenMP gibt es für die Programmiersprachen C, C++ sowie FORTRAN und ist für ‚shared memory‘ konzipiert - also für die Parallelisierung mit einem gemeinsamen Arbeitsspeicher.

³¹Message Passing Interface. Anders als OpenMP erlaubt MPI die Parallelisierung über den Arbeitsspeicher eines einzelnen Computers hinaus. So können mehrere Computer zur Berechnung in einem sogenannten Cluster vernetzt werden (‚distributed memory‘).

³²GRIB Binary, ein Format für umfangreiche Rasterdatensätze (WMO, 1994).

³³Network Common Data Form: netCDF ist eine Programmbibliothek mit Schnittstellen zur Speicherung von Rasterdaten für die Programmiersprachen C, C++ und FORTRAN (UNIDATA, 2013).

- **ARW:** Das Modell ARW enthält zwei einzelne Programme. REAL ist das vor der eigentlichen Simulation zu startende Initialisierungsprogramm, welches die von METGRID erzeugten Dateien prüft und für die Simulation aufbereitet. Schließlich ist WRF das eigentliche Simulationsmodell. Auch wenn hier im speziellen der Berechnungskern von ARW verwendet wird, heißt das Programm ganz allgemein WRF.
- **ARWpost:** Mit diesem Programm können die bei jeder Simulation erstellten Ausgabedateien im netCDF-Format für die Auswertung mit Visualisierungsprogrammen konvertiert werden. Ein Beispiel ist die vielfach eingesetzte Software GrADS (Grid Analysis and Display System).

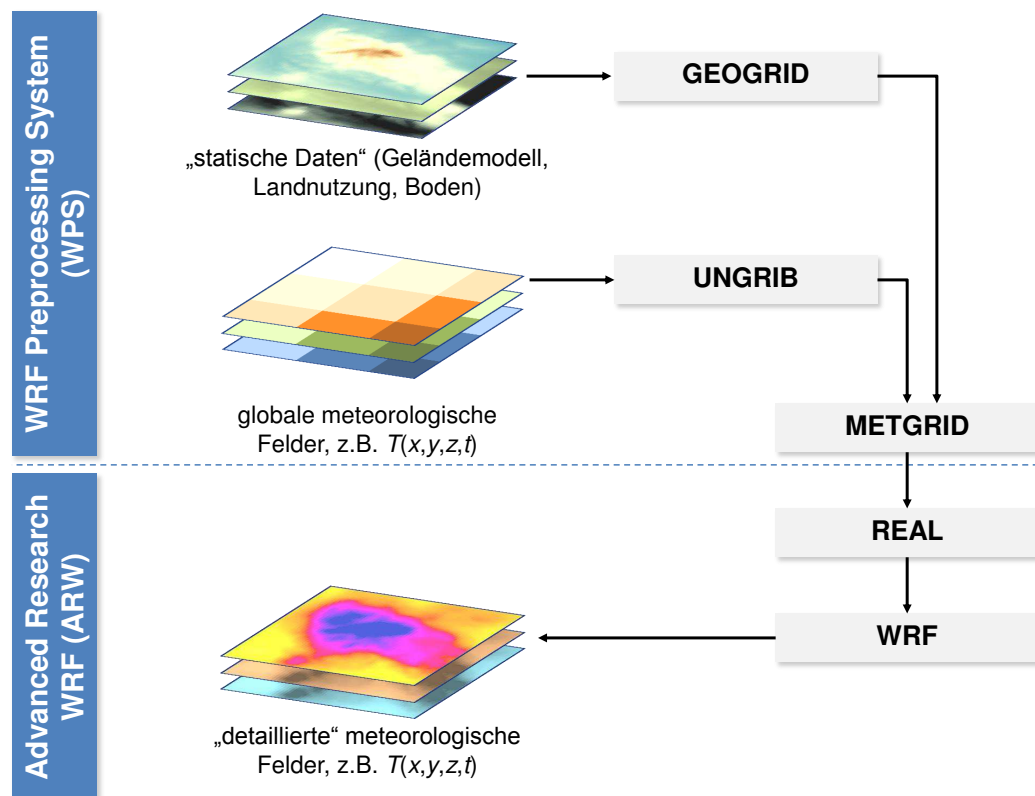


Abb. 5.1: Komponenten von WPS (WRF Preprocessing System) und ARW. Die gezeigte Abfolge der Programme ist eine typische Anwendung. Die statischen Daten enthalten Gebietseigenschaften, wie Topographie, Landnutzung und Boden. Anfangs- und Randbedingungen werden häufig im sogenannten GRIB-Format geliefert. Verändert nach Skamarock et al. (2008).

Diese Auflistung stellt im Grunde eine Minimumbeschreibung des Funktionsumfangs von WRF bzw. ARW dar. Ergänzend kann man eine Reihe von zusätzlichen Programmen bzw. speziellen Versionen von WRF verwenden, die an dieser Stelle lediglich erwähnt werden sollen: Zur Aufbereitung von Beobachtungsdaten für die Wettervorhersage kann das Assimilationssystem WRF-Var (Barker et al., 2004) eingesetzt werden. Weiterhin existiert noch eine Modellerweiterung mit der Bezeichnung WRF-Chem, die die Simulation der Ausbreitung, des Transports sowie der chemischen Umwandlung von Spurengasen

und Aerosolen erlaubt. Zudem werden spezielle Versionen von WRF für die Hurrikan-Vorhersage (Hurricane-WRF) eingesetzt (z.B. in ARW-Ausführung, siehe Davis et al., 2008). Außerdem ist jüngst eine Version von WRF mit speziellen Parametrisierungen herausgebracht worden, die sich speziell an die Erfordernisse von Klimasimulationen richtet (Liang et al., 2012).

5.3.2 Diskretisierung und Lösung der Grundgleichungen

Erweiterungen der Grundgleichungen

In Abschnitt 5.2.1 wurden die Grundgleichungen kurz vorgestellt. Deren Lösung innerhalb eines komplexen atmosphärischen Modells bedingt eine umfangreiche Betrachtung weiterer Aspekte der theoretischen Meteorologie, die hier nicht näher behandelt werden können. Die zuvor zusammengestellten Grundgleichungen werden üblicherweise für die Anwendung in Modellen weiterentwickelt, da eine Vielzahl weiterer Prozesse betrachtet werden. So werden beispielsweise für jede Hydrometeorklasse Erhaltungsgleichungen gemäß Gleichung 5.2 aufgestellt.

Typischerweise können nicht alle Skalen in einem einzigen Modell aufgelöst werden, obwohl die Grundgleichungen zumindest theoretisch für alle Skalen gleichermaßen gültig sind. Insbesondere die Beschreibung von mikroskaliger Turbulenz bedarf einer gesonderten Betrachtung in Modellen. Daher werden die Zustandsgrößen \vec{v} , T und p in der Reynolds-Schreibweise verwendet, welche zum Beispiel die Windgeschwindigkeit u in eine mittlere Windgeschwindigkeit \bar{u} und einen turbulenten Anteil u' aufsplitten. Diese Vorgehensweise wurde bereits bei der Erläuterung der turbulenten Wärmeströme in Abschnitt 2.1.3 kurz aufgegriffen.

Koordinatensysteme und Diskretisierung

Anders als in Abschnitt 5.2.1 beschrieben, werden in ARW anstelle einer vertikalen kartesischen Koordinate z eine geländefolgende Koordinate η verwendet (Skamarock et al., 2008):

$$\eta = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (5.7)$$

mit	η	vertikale geländefolgende Koordinate	[-]
	p	hydrostatische Luftdruckkomponente	[Pa]
	p_t	Luftdruck am Oberrand der Atmosphäre (konstant)	[Pa]
	p_s	Luftdruck auf der Geländehöhe des Gitterpunktes	[Pa]

In Abbildung 5.2a ist diese Definition eines vertikalen Koordinatensystem veranschaulicht. Die Erdoberfläche ist immer $\eta = 1$ und die Obergrenze immer $\eta = 0$. Der Vorteil eines solchen Koordinatensystems ist, dass es keine unerwünschten Schnittpunkte mit dem Gelände gibt, wie es zum Beispiel bei z - oder p -Koordinaten möglich ist. Über jedem Gitterpunkt sind somit die gleiche Anzahl von Schichten vorhanden. In der Literatur (so z.B. in Warner, 2011) wird ein Koordinatensystem, wie es in Gleichung 5.7 definiert ist, auch Sigma-p (anstelle von η) genannt.

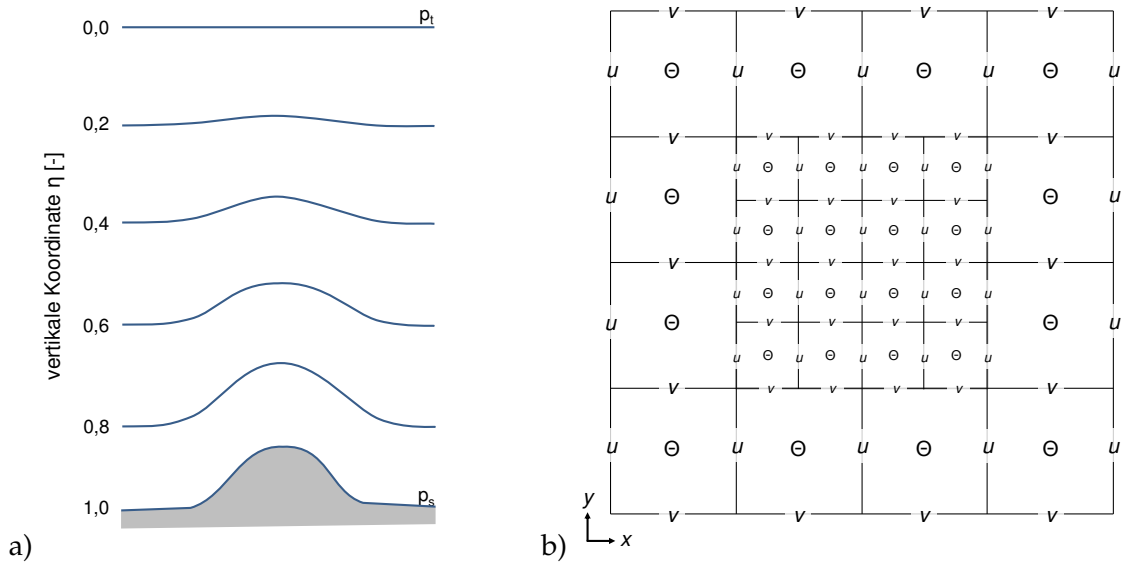


Abb. 5.2: Diskretisierung in ARW. a) Geländefolgende Koordinaten gemäß Gleichung 5.7. b) Horizontale Aufteilung des Berechnungsgitters als Arakawa-C-Grid mit einem Nest (Verfeinerung 2:1). Verändert nach Skamarock et al. (2008).

Die räumliche Diskretisierung folgt einem Arakawa-C-Grid, wie es in Abbildung 5.2b skizziert ist. Eine wichtige Eigenschaft eines solchen Gitters ist, dass die Windgeschwindigkeiten jeweils im Abstand einer halben Gitterzelle gegenüber den ‚Massenvariablen‘ versetzt sind. In Abbildung 5.2b ist als Massenvariable beispielhaft die potentielle Temperatur eingesetzt. Solche Gitteranordnungen werden als ‚staggered grids‘ bezeichnet. Warner (2011) erläutert die grundlegende Idee hinter diesem Versatz der Koordinaten anhand einer Drei-Punkt-Integration im eindimensionalen Fall: Für die Advektion $u \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial t}$ würde man bei einem Standardberechnungsgitter ein Intervall von $2 \cdot \Delta x$ betrachten, wohingegen bei dem hier beschriebenen versetzten Grid nur ein Intervall von Δx erfasst werden müsste (Warner, 2011). Die effektive Gitterweite halbiert sich damit, ohne zusätzlichen Bedarf an Rechenzeiten und Speicher zu beanspruchen. Auch Rundungsfehler werden reduziert (ebenda). Allerdings bedingt dieser Ansatz auch eine Verringerung des Zeitschritts, um die Courant-Bedingung zu erfüllen.

Nesting und äußere Randbedingungen

Dem Aspekt kleiner Raum- und Zeitschritte kann insbesondere auch in Bezug auf das sogenannte Nesting eine übergeordnete Bedeutung beigemessen werden. Bei diesem Nesting wird das Berechnungsgitter sukzessive verfeinert, d.h. ein verfeinertes Gitter kann wiederum verfeinert werden usw. In Abbildung 5.2b ist dies an einem Beispiel gezeigt, bei dem das genestete, feinere Gitter nur noch die halbe Kantenlänge aufweist. Dabei wird zwischen Ein- und Zweigege-Nesting unterschieden. Bei dem erstgenannten erfolgt die Weitergabe der Zustandsvariablen vom groben zum feinen Gitter nur in einer Richtung. Das Zweigege-Nesting erlaubt eine Rückkopplung, bei welcher der Erhalt von Massen- und thermodynamischen Variablen gewährleistet wird. In beiden Fällen werden

im Übergangsbereich zusätzliche Spalten und Zeilen definiert, um die Informationen zwischen zwei unterschiedlichen Auflösungen zu realisieren (Abbildung 5.2b). Anders als bei der äußeren Randbedingung des Berechnungsgitters wird bei der Verfeinerung keine Übergangszone definiert.

Der Rand des Gesamtgitters enthält demgegenüber eine Übergangszone, um den Übergang zu den großskaligen Randbedingungen auf das Modellgebiet numerisch stabil übertragen zu können. Dabei ist eine Interpolation notwendig, die zum Teil nicht zu den im Modellgebiet simulierten Zustandsvariablen passt. Diese Diskrepanz kann zum Beispiel durch im Modellgitter erfasste lokale Phänomene begünstigt werden, die nicht in den Randbedingungen aufgelöst sind. In der Übergangszone erfolgt eine Dämpfung durch Wichtung der interpolierten Zustandsvariablen aus den Randbedingungen sowie den korrespondierenden Werten des Modellgitters.

Kartenprojektionen

Der Bezug des rechtwinkligen Modellgitters zur Erdoberfläche wird über Kartenprojektionen hergestellt. Diese müssen konform sein, d.h. die Winkeltreue ist zu erfüllen. Um die übrigen beiden gewünschten Eigenschaften, wie Längen- und Flächentreue möglichst realistisch abzubilden, werden je nach geographischer Region unterschiedliche Kartenprojektionen eingesetzt. ARW bietet daher eine polare stereographische Projektion, eine Mercator- sowie eine Lambertprojektion zur Auswahl an (Wang et al., 2012). In sehr hohen Breiten und an den Polen eignet sich die stereographische Projektion, wohingegen die Mercatorprojektion die geforderten Eigenschaften hinsichtlich der Abweichungen zur Kugelgestalt am besten in Äquaturnähe erfüllt. Für mittlere Breiten, wie im Falle des Untersuchungsgebiets dieser Arbeit (Kapitel 4), weist die Lambertprojektion die geringsten Abweichungen auf.

Zeitliche Integration

Hohe räumliche Auflösungen bedingen eine nicht-hydrostatische vertikale Betrachtung. Ein Problem dabei ist, dass die vollständigen Bewegungsgleichungen auch die Ausbreitung von Schallwellen enthalten. Die Schallgeschwindigkeit liegt mit rund 331 m s^{-1} deutlich über der Strömungsgeschwindigkeit typischer meteorologischer Phänomene. Zudem hat der Schall so gut wie keinen Einfluss auf das Wettergeschehen, sodass die Schallwellenausbreitung das Problem relativ kleiner Zeitschritte mit sich bringt. In ARW wird daher bei der zeitlichen Integration der Gleichungen das Runge-Kutta-Verfahren dritter Ordnung mit einer sogenannten Time-Split-Technik eingesetzt. Dabei werden nur die Terme, die für die Ausbreitung von Schallwellen verantwortlich sind, mit kleineren Zeitschritten integriert (Warner, 2011). Eine detaillierte Beschreibung zum in ARW eingesetzten Verfahren beschreiben Skamarock et al. (2008). Als einzustellenden Zeitschritt in Sekunden empfehlen die Autoren die Gitterweite in Kilometern mit sechs zu multiplizieren.

Sub-Grid-Turbulenz und Filtertechniken

ARW enthält verschiedene Ansätze zur dreidimensionalen Beschreibung der subskaligen Turbulenz in Form von K -Werten, die bereits bei der Beschreibung der turbulenten Wärmeströme in Abschnitt 2.1.3 genannt wurden. Damit werden Energiesenken in den Bewegungsgleichungen berücksichtigt und zugleich eine prognostische Gleichung für die turbulente kinetische Energie (TKE) bereitgestellt. Anstelle dieser Ansätze wird im Allgemeinen in makro- und mesoskaligen Modell Anwendungen meistens auf eine eindimensionale Parametrisierung der atmosphärischen Grenzschicht zurückgegriffen (Abschnitt 5.2.2).

Neben diesen „Filterungen“ (Skamarock et al., 2008) für die atmosphärische Turbulenz werden weitere Filtertechniken bei der numerischen Lösung bereitgestellt. Diese Divergenzdämpfungen filtern zum Beispiel Schallwellen aus den Lösungen. Details werden von Skamarock et al. (2008) beschrieben.

Four-Dimensional Data Assimilation

Viele mesoskalige Modelle erlauben zudem die Berücksichtigung von ‚Korrekturtermen‘. Damit wird die rein physikalische Begründung der Grundgleichungen aufgehoben. Hintergrund ist, dass bei längeren Simulationszeiträumen Unsicherheiten in den Eingangsdaten und den Parametrisierungen (siehe Abschnitt 5.2.2) dazu führen, dass das Modell möglicherweise nicht mehr konsistent bezogen auf die Beobachtungen bzw. Analysen ist. Beispielsweise würden sich gegenüber einer kontinuierlichen Re-Initialisierung abweichende meteorologische Felder ergeben, sofern man das Modell für Langzeitsimulationen mit einer einmaligen Initialisierung in Betrieb nehmen würde. Um diesem Effekt entgegenzuwirken, werden die Zustandsgrößen innerhalb des Modellgitters in geringem Maß an die Analysedaten angepasst. Dazu werden die Bewegungsgleichungen um die o.g. Störterme erweitert. Man nennt dieses Verfahren ‚Four-Dimensional Data Assimilation‘ (FDDA) oder ‚Newtonian Relaxation‘³⁴.

Es können globale Eingangsdaten, wie Analysen (Stauffer und Seaman, 1990) oder auch Beobachtungen der atmosphärischen Grenzschicht (Stauffer et al., 1991) bei der Ermittlung dieser Terme Eingang finden. In ARW können beide Varianten verwendet werden, wobei der Einfluss dieser Terme mit einem Parameter eingestellt wird. Soll FDDA auf Grundlage von Analysedaten angewendet werden, wird vom Programm REAL eine spezielle Datei für den eigentlichen Simulationslauf vorbereitet. Dabei kann ausgewählt werden, ob die Beobachtungen auch im Bereich der atmosphärischen Grenzschicht angewendet werden sollen (Wang et al., 2012). Lo et al. (2008) bewerten in ihrer Vergleichsstudie die Anwendung von FDDA mit Analysedaten als die Methode, die für Langzeitsimulationen am besten geeignet sei. Hingegen erhalten Maussion et al. (2011) bessere Ergebnisse durch eine ständige Re-Initialisierung des Modells. Anzumerken ist, dass sie im Gegensatz zu Lo et al. (2008) wesentlich kürzere Re-Initialisierungsintervalle

³⁴Daneben ist auch der Begriff ‚nudging‘ (sinngemäße Übersetzung: Rippenstoß) gebräuchlich.

verwenden.³⁵

Die zweite Methode berücksichtigt Punktbeobachtungen, wie Stationsdaten oder auch Radiosondendaten. Diese Methode setzt zudem die Vorgabe sogenannter Einflussradien für die Punktbeobachtungen voraus. Auf die Kombination verschiedener Parameter bei diesem Verfahren gehen [Xu et al. \(2002\)](#) ein.

5.3.3 Parametrisierungen

ARW bietet für jeden Prozess der Auflistung gemäß Abschnitt 5.2.2 jeweils eine Auswahl an unterschiedlichen Parametrisierungen an. Eine vollständige Darstellung ist hier aus Platzgründen nicht möglich. Eine nicht mehr ganz aktuelle Übersicht geben [Skamarock et al. \(2008\)](#), wobei eine laufende Aktualisierung in knapper Form im Benutzerhandbuch erfolgt ([Wang et al., 2012](#)).

Als wesentlich für die Niederschlagssimulation gelten die Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik ([Liu et al., 2011](#)). Diesen Parametrisierungen ist daher ein separate Betrachtung in Abschnitt 5.3.4 gewidmet. Auch die Auswahl der Landoberflächenprozesse kann einen Einfluss haben, insbesondere auf die Modellierung der Schneedecke im Modell, wie es bereits in Abschnitt 2.3.6 erläutert wurde.

Bei den übrigen Parametrisierungen, deren Auswahl gemäß den Sensitivitätsuntersuchungen von [Liu et al. \(2011\)](#) nur einen sehr geringen Einfluss auf die Ergebnisse ausüben, sollen hier nur die Standardansätze beschrieben werden.

Beispiele für entsprechende Parametrisierungen in ARW sind in der folgenden Auflistung enthalten, die sich an den kurzen Erläuterungen des Abschnitts 5.2.2 orientiert:

- **Konvektion:** Voreingestellt ist die erweiterte Kain-Fritsch-Parametrisierung ([Kain, 2004](#)) zur Beschreibung subskaliger Wolken. Es wird ein einfaches Wolkenmodell verwendet mit einfacher Wolkenmikrophysik. Dabei werden Entrainment und Detrainment von Luftpaketen sowie vertikale Winde modelliert. Diese Konvektion sollte nur für grobe Gitterzellen angewendet werden. Daher wird bei diesem Parametrisierungstyp üblicherweise eine auflösungsabhängige Einstellung für die Nester gewählt. Bei Auflösungen kleiner als 5 km sollte keine Konvektionsparametrisierung aktiviert werden ([Skamarock et al., 2008](#)).
- **Prandtl-Schicht:** Für den Austausch von sensibler und latenter Wärme in der Prandtl-Schicht wird eine aus dem Modell MM5 übernommene einfache Parametrisierung vorgeschlagen ([Skamarock et al., 2008](#)), welche auf der Ähnlichkeitstheorie nach [Monin und Obukhov \(1954\)](#) aufbaut (siehe Abschnitt C des Anhangs).

³⁵[Lo et al. \(2008\)](#) führen zeitlich überlappende Simulationen mit einer Dauer von jeweils 7 d durch. Der anschließende Simulationslauf beginnt einen Tag vor dem Ende des letzten Laufs, sodass der erste Tag des neuen Laufs als „spin-up“ verworfen werden kann. Bei [Maussion et al. \(2011\)](#) betragen die entsprechenden Simulationszeiträume 36 h mit 12 h Überlappung. [Hines et al. \(2011\)](#) starten das Modell alle 48 h neu und werfen dabei sogar jeweils 24 h.

- **Atmosphärische Grenzschicht:** Die Auswahl dieser Parametrisierung kann im Allgemeinen nicht unabhängig von der letztgenannten erfolgen. Dieser Parametrisierungstyp vereinfacht die Modellierung der subskaligen Turbulenz. Standardmäßig ist das nach der Yonsei-Universität in Seoul benannte YSU-Modell (Hong et al., 2006) voreingestellt.
- **Landoberflächenprozesse:** Neben einer sehr einfachen Prozessbeschreibung ohne Bodenwasserhaushalt ist das in Abschnitt 2.3.6 aufgeführte Noah-Landoberflächenmodell (Chen und Dudhia, 2001; Ek, 2003) eine geeignete Prozessbeschreibung, da die Temperatur und die Feuchte in verschiedenen Schichten des Bodens und auch Schneeprozesse simuliert werden. Mit dem Erscheinen von ARW Version 3.4 ist auch das erweiterte Noah-MP-Modell mit Multiparametrisierungsoptionen (Niu et al., 2011) Bestandteil von ARW. Gegenüber dem zuvor genannten Noah-Modell enthält es eine verbesserte Prozessbeschreibung für Schnee, da auch Vegetationseinflüsse (Schneeeinterzeption) und mehrere Schichten in der Schneedecke simuliert werden.
- **Ozeanflächen:** Dieser Typ von Parametrisierungen wird im Allgemeinen dem vorangegangenen Punkt zugeordnet und wurde daher in der Auflistung des Abschnitts 5.2.2 nicht aufgeführt. Für die Hurrikan-Vorhersage existiert das sogenannte Ocean Mixed-Layer-Modell, das die rasche Abkühlung der warmen oberflächennahen Wasserschichten durch Mischung mit kühleren Schichten darunter nachbilden soll (Skamarock et al., 2008). Jede Gitterzelle im Ozean wird durch fünf Schichten repräsentiert und unabhängig von ihren Nachbarzellen betrachtet, sodass das Modell als eindimensional charakterisiert werden kann.
- **Strahlung:** In ARW sind alle Strahlungsparametrisierungen eindimensional (siehe Skamarock et al., 2008), wobei eine getrennte Betrachtung von kurzwelliger und langwelliger Strahlung erfolgt (siehe Abschnitt 2.1.2). Für die langwellige Strahlung soll hier das Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) nach Mlawer et al. (1997) genannt werden. Es enthält umfangreiche Tabellen zur Beschreibung der Strahlungsprozesse an Wasserdampf oder Spurengasen wie zum Beispiel Ozon. Die optische Dicke der Wolken wird dabei berücksichtigt (Skamarock et al., 2008). Eine einfache Beschreibung für kurzwellige Strahlungsprozesse ist das in Dudhia (1989) kurz beschriebene Modell. Es berücksichtigt die Absorption und Streuung bei klarem Himmel und Bewölkung auf Grundlage von Tabellenwerten. Vereinfachend wird ein zur Erde gerichteter Strahlungsfluss simuliert, wobei gestreute Strahlung nicht weiter Berücksichtigung findet (Dudhia, 1989). In ARW ab Version 3 wurden Hangneigung und Abschattung durch Berge im Modell ergänzt (Skamarock et al., 2008).

Im folgenden Abschnitt werden die für die Hydrologie besonders wichtigen Prozesse der Wolkenmikrophysik sowie deren Berechnungsmöglichkeit in ARW einer kurzen

Betrachtung unterzogen.

5.3.4 Wolkenmikrophysik und Niederschlagsbildung in ARW

„[...] microphysical processes are complex, require approximations for numerous interactions and are founded upon less than perfect observational and theoretical base.“

David Stensrud (2007)

Viele der für die Niederschlagsbildung relevanten Prozesse können nicht vom Modell explizit aufgelöst werden, da diese zum Teil auf der Skala von Hydrometeoren ablaufen. Abb. 5.3 zeigt am Beispiel des Ansatzes nach Lin et al. (1983) die für die Parametrisierung der Wolkenmikrophysik notwendigen Prozesse. Die einfachsten Ansätze enthalten Interaktionen für Wasserdampf, Wolkenwasser und Regen. Damit ist eine adäquate Prozessbeschreibung in den mittleren Breiten nicht möglich, da die Eisphase bei der Bildung von Niederschlag eine erhebliche Rolle spielt. Da der Sättigungsdampfdruck über Wasser höher ist als über Eis, kann gleichzeitig Übersättigung in Bezug zu Eis und Untersättigung in Bezug zu Wasser auftreten. In Folge dessen wachsen Eiskristalle auf Kosten von Wassertröpfchen. Wegen der maximalen Differenz der Dampfdruckkurven von Wasser und Eis bei etwa $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$, ist der beschriebene Effekt bei diesen Temperaturen am wirkungsvollsten. Dieser, nach seinen Entdeckern benannte, Wegener-Bergeron-Findeisen-Prozess wird zum Beispiel in der Parametrisierung nach Lin et al. (1983) in einem Bereich von $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ durch eine Koexistenz von Wolkenwasser und Wolkeneis simuliert.

Neben der Wasserdampfdeposition kommt es auch zur Kollision und einem damit verbundenen Anwachsen von unterschiedlichen Hydrometeoren. Bei einem Zusammenreffen von Wassertropfen spricht man von Koaleszenz, wohingegen Anwachsen von Eiskristallen mit unterkühltem Wasser, welches beim Kontakt gefriert, als Akkretion bezeichnet wird. Einige Interaktionen in der Abbildung 5.3 sind als ‚Autoconversion‘ gekennzeichnet. Im Zusammenhang mit Regen wird dieser Begriff verwendet, wenn fallende Regentropfen kleinere Wolkentröpfchen ‚einfangen‘. Bei Lin et al. (1983) wird die Bedeutung aber auch auf ähnliche Interaktionen zwischen festen und flüssigen Hydrometeoren erweitert.

Dass gemäß des obig genannten Zitats von Stensrud (2007) nicht immer genaue Vorstellung über einzelne Interaktionen herrscht, zeigt das folgende Beispiel. Ein Wachstum von Graupel durch Kollision mit Schnee, wie es in vielen Parametrisierungen enthalten ist, sei laut Liu et al. (2011) unrealistisch, zumal es keine Beobachtungen gebe, die diesen Vorgang belegen könnten.

Eine weitere Herausforderung bei der Beschreibung von Prozessen der Niederschlagsbildung sind Annahmen hinsichtlich der Größenverteilung verschiedener Hydrometeore, da die beschriebenen Interaktionen stark von den Größen der betrachteten Hydrometeore abhängen. Nun liegen Hydrometeore praktisch nicht monodispers vor, sondern weisen eine stark asymmetrische Verteilung auf. Die im Allgemeinen beobachtete starke

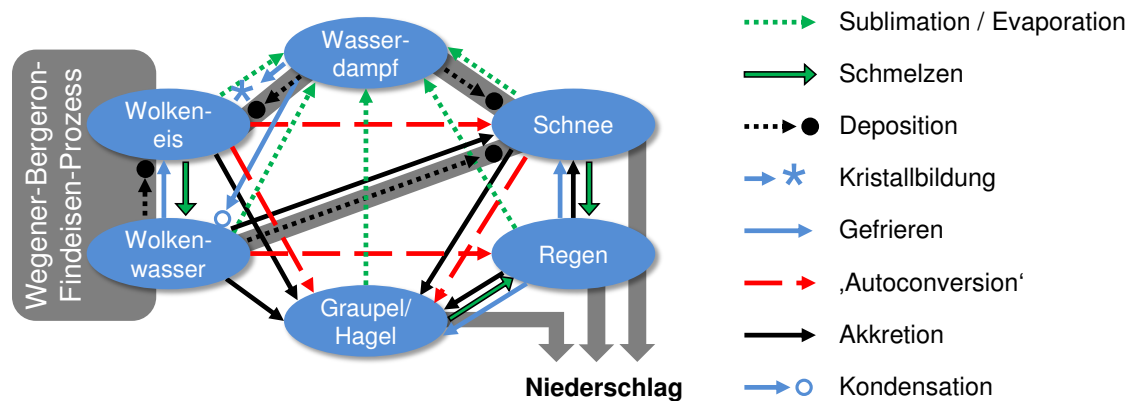


Abb. 5.3: Skizze der wesentlichen Hydrometeorklassen und hydrometeorologischen Prozesse, welche parametrisiert werden müssen. Verändert nach Lin et al. (1983) bzw. Stensrud (2007). Die grau hinterlegten Interaktionen sind Teilprozesse im Wegener-Bergeron-Findeisen-Prozess.

Zunahme der Anzahl von Hydrometeoren mit abnehmendem Durchmesser kann mit analytischen Verteilungsfunktionen beschrieben werden (Marshall und Palmer, 1948). Für jede Hydrometeorklasse wird eine separate Verteilung angenommen (z.B. die Gamma-verteilung), deren Parameter prognostisch oder diagnostisch ermittelt werden können. Üblicherweise wird eine drei-parametrische Gammaverteilung verwendet (Milbrandt und Yau, 2005a). Dieser Typ von Prozessbeschreibung wird als *bulk*-Modell bezeichnet. Auf der anderen Seite werden Ansätze, welche die Größenverteilung in diskrete Klassen einteilen als *bin*-Modelle bezeichnet. Die Partikelkonzentration wird dabei für jede Klasse separat berechnet, weshalb diese Ansätze rechentechnisch aufwendig sind. Im Folgenden werden die einfacheren *bulk*-Methoden beschrieben.

Für die Berechnung des Mischungsverhältnisses³⁶ bzw. der spezifischen Feuchte $q_n = q_n(x, y, z, t)$ der betrachteten Hydrometeorklasse n wird eine prognostische Gleichung vom Typ $\frac{\partial q_n}{\partial t} = \dots$ aufgestellt. Werden die übrigen Zustandsgrößen diagnostisch bestimmt, d.h. mit Hilfe einfacher Beziehungen aus dem Mischungsverhältnis (in g Wasser / kg Luft) und weiteren bekannten Zustandsgleichungen abgeleitet, spricht man von einer *Single-Moment*-Parametrisierung. Werden neben den prognostischen Gleichungen für das Mischungsverhältnis auch die der Anzahlkonzentration N_n (pro Volumen Luft) gelöst, wird der Freiheitsgrad bei der Bestimmung der Hydrometeorspektren vergrößert (Morrison et al., 2005a; Morrison et al., 2009; Hong et al., 2010), was eine realistischere Abbildung der Prozesse ermöglicht (Stensrud, 2007). In diesem Fall handelt es sich um eine *Double-Moment*-Parametrisierung³⁷. Die hier untersuchten Parametrisierungen sind in Tabelle 5.1 zusammengestellt. Die meisten dieser Parametrisierungen enthalten je nach Hydrometeorklasse entweder eine oder zwei prognostische Gleichungen zur Bestimmung

³⁶Verhältnis der Dichte des Wasserdampfes zur Dichte des trockenen Anteils der Luft (Kraus, 2001).

³⁷Es gibt auch *Triple-Moment*-Modelle, welche die Radarreflektivität (eines Wetterradars) als dritte Größe prognostisch berechnen und somit alle Parameter der Gammaverteilung prognostisch bestimmen (Milbrandt und Yau, 2005b; Warner, 2011).

Tab. 5.1: Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik in ARW und Auflistung der prognostischen Gleichungen (q = Mischungsverhältnis, N = Anzahlkonzentration) für jede Hydrometeorklasse. Das von [Thompson et al. \(2004\)](#) beschriebene Schema zur Parametrisierung der Wolkenmikrophysik stellt eine Weiterentwicklung des im Vorgängermodell MM5 vielfach verwendeten und häufig zitierten Verfahrens nach [Reisner et al. \(1998\)](#) dar. Die Tabelle orientiert sich an der Übersicht in [Wang et al. \(2012\)](#).

Ansatz	Wasser	Eis	Regen	Schnee	Graupel	Hagel
Lin et al. (1983)	q	q	q	q	q	
WSM6 (Hong und Lim, 2006)	q	q	q	q	q	
Thompson et al. (2004)	q	q, N	q, N	q	q	
Milbrandt und Yau (2005a)	q, N	q, N	q, N	q, N	q, N	q, N
Morrison et al. (2005a)	q	q, N	q, N	q, N	q, N	
WDM5 (Lim und Hong, 2010)	q, N	q	q, N	q		
WDM6 (Lim und Hong, 2010)	q, N	q	q, N	q	q	

der Momente der Verteilung.

Für die Modellierung von Winterniederschlägen hat die Auswahl der Wolkenmikrophysikoption den größten Einfluss. [Liu et al. \(2011\)](#) konnten durch systematische Testläufe nachweisen, dass die Auswahl der übrigen Parametrisierungen nur einen geringen Einfluss auf die zeitlich-räumliche Verteilung der simulierten Niederschläge hat. Mit den Wolkenmikrophysikparametrisierungen nach [Thompson et al. \(2004\)](#) und [Morrison et al. \(2005a\)](#) bzw. [Morrison et al. \(2005b\)](#) erhielten [Liu et al. \(2011\)](#) die besten Ergebnisse. Die Parametrisierungen WRF Single-Moment 6-class Microphysics (WSM6) bzw. WRF Double-Moment 6-class Microphysics (WDM6) nach [Hong und Lim \(2006\)](#) sowie [Lim und Hong \(2010\)](#) überschätzten die Niederschläge hingegen deutlich. [Hong et al. \(2010\)](#) konnten, bezogen auf die simulierten Niederschlagsfelder, eine Verbesserung des WDM6-Ansatzes mit der Berücksichtigung von je zwei prognostischen Gleichungen gegenüber WSM6 mit je einer prognostischen Gleichung feststellen.

Rückkopplungen durch das Zusammenwirken mit anderen Parametrisierungen sind jedoch grundsätzlich möglich und sollten stets beachtet werden. [Jin und Wen \(2012\)](#) zeigen, dass durch zu geringe Schneebedeckungen zu hohe Temperaturen im Frühjahr berechnet werden (negativer Bias, durch die Parametrisierung der Landoberflächenprozesse verursacht). In Folge dessen werden höhere Verdunstungen simuliert, welche die Niederschlagsbildungsprozesse beeinflussen. Durch die erhöhte Luftfeuchte wurden im skizzierten Fall höhere Niederschläge berechnet ([Jin und Wen, 2012](#)). Dies bestätigt die bereits genannten, teilweise zu geringen Schneebedeckungen in atmosphärischen Modellen ([Duffy et al., 2006](#)). Diese Beispiele zeigen die komplexen Interaktionen in einem atmosphärischen Modell, die sich insbesondere im Hinblick auf die Niederschlagsbildung auswirken können.

5.3.5 Modellauflösung und Niederschlag

Neben der gewählten Parametrisierung spielt auch die räumliche Auflösung eine übergeordnete Rolle bei der Abbildung von Niederschlägen. [Rögnvaldsson et al. \(2007b\)](#) untersuchten die Geländeeinflüsse auf die Niederschlagsbildung im Modell MM5. Dabei wurde mit der tatsächlichen Topographie von Island sowie mit einem modifizierten

Lauf mit einer einheitlichen Geländehöhe von nur einem Meter gerechnet. Die Monatssummen weichen in beiden Simulationen von 25 bis 55 % voneinander ab. Im Mittel gehen [Rögnvaldsson et al. \(2007b\)](#) von einem Beitrag des orographischen Effektes am Gesamtniederschlag von rund 40 % aus. Leider enthält die Quelle keine Information über die gewählte Mikrophysikparametrisierung.

Die Abbildung der Topographie und die Auflösung des Modellgitters stehen in einem direkten Zusammenhang. Je feiner die räumliche Auflösung gewählt wird, desto detaillierter wird das Gelände vom Modell abgebildet. Dabei werden auch Höhenzüge und Berge zutreffender repräsentiert. Da die Niederschlagssimulation stark von der simulierten Strömung abhängt und auch durch kleinskalige Phänomene beeinflusst wird ([Giorgi, 2006](#); [Wang et al., 2006](#); [Rögnvaldsson et al., 2007a](#)), können sich unterschiedliche Auflösungen ähnlich auf die Ergebnisse auswirken, wie das obig beschriebene Experiment mit modifizierter Topographie. Die Wahl der Auflösung hängt daher auch von der Aufgabenstellung ab. [Wang et al. \(2006\)](#) zeigen anhand der von ihnen durchgeführten Simulationen für ein Einzugsgebiet in China, dass die Niederschlagsintensitäten in einem 10 km-Nest im direkten Vergleich mit Messwerten auch höher sind als die entsprechenden Werte des äußeren 30 km-Gitters. Für einen Höhenzug im Süden Islands mit einer Höhe von 700 m und einer Breite von ca. 40 km erläutern [Rögnvaldsson et al. \(2007a\)](#) anhand der ‚Einebnung‘ des Geländes durch eine Vergröberung der Auflösung die erzielten Simulationsergebnisse: Bei 8 km wird zu wenig Niederschlag im Luv und zu viel im Lee berechnet. Deutlich realistischere Ergebnisse werden bei Auflösungen von 2 bzw. auch 4 km erzielt. Ausgehend vom Untersuchungsgebiet empfehlen die Autoren daher die Verfeinerung des Modellgitters, um künftig bessere Niederschlagssimulationen durchführen zu können.

Zu prinzipiell ähnlichen Ergebnissen kommen auch [Pavelsky et al. \(2011\)](#) in ihren Untersuchungen mit ARW für die Sierra Nevada, wobei hier eine Auflösung von 9 km noch als ausreichend für die Fragestellung genannt wird. Hingegen werden bei einer Auflösung von 27 km für Geländehöhen über 2000 m im Vergleich mit den Auflösungen von 3 und 9 km nur etwa 70 % des Gebietsniederschlages simuliert. Aus den von [Pavelsky et al. \(2011\)](#) dargestellten Vergleichen des simulierten Wasseräquivalents mit Stationsdaten geht hervor, dass mit der 3 km-Auflösung die besten Ergebnisse erzielt werden, wohingegen die Simulation mit 27 km zu geringe Wasseräquivalente und eine zu kurze Schneedeckenzeit liefert.

Bei der Schneesimulation ist anzumerken, dass Abweichungen zwischen Modellen und Beobachtungen auch durch inadäquate Prozessbeschreibungen in den Landoberflächenparametrisierungen verursacht werden können ([Duffy et al., 2006](#); [Wang et al., 2010](#); [Pavelsky et al., 2011](#); [Jin und Wen, 2012](#)). So werden dadurch bedingt laut [Duffy et al. \(2006\)](#) selbst dann zu geringe Wasseräquivalente berechnet, wenn das Modell ein zu kühles und feuchtes Klima simuliert.

Die genannten Studien und deren Ergebnisse belegen, zumindest in Ansätzen, wie komplex die Simulation des Niederschlages ist und welche Einflussgrößen eine Rolle

spielen können. Es sollte zudem erwähnt werden, dass neben der Auflösung des Berechnungsgitters auch die Lage der Randbedingungen einen großen Einfluss haben kann. Warner (2011) empfiehlt daher Sensitivitätsuntersuchungen im Zusammenhang mit der Festlegung der Randbedingungen.

5.4 Anwendung von ARW zur Ableitung meteorologischer Felder

Das Untersuchungsgebiet im Harz (Kapitel 4) wurde mit WPS, wie in Abbildung 5.4 gezeigt, für die Anwendung von ARW aufgebaut. Als Datengrundlage standen die folgenden Datensätze zur Verfügung:

- **Statische Daten:** Geographische Daten mit digitalem Geländemodell, Landnutzungs- und Bodenklassifikation für WPS mit Auflösungen von 2, 5 und 10 Bogenminuten sowie 30 Bodensekunden des USGS (UCAR, 2012b). Die Landnutzungs- und Bodenartenklassifikation enthalten 24 bzw. 16 Klassen (Wang et al., 2012).
- **Analysedaten:** NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses (NCEP, 2012a). Das Datenarchiv beginnt im Juli 1999 und umfasst globale Analysen mit einer Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ und 26 Schichten von 1000 bis 10 hPa (räumlich) bzw. 6 h (zeitlich). Details sind in Tabelle E.1 im Anhang enthalten.
- **Meeresoberflächentemperaturen:** Real-time, global, sea surface temperature (RTG_SST) analysis (NCEP, 2012b). Die Daten werden auch von Thiebaux et al. (2003) beschrieben und liegen seit Januar 2001 für jeden Tag mit einer Auflösung von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ vor. Grundlage dieses Datensatzes sind flächendeckende Beobachtungen von Satelliten sowie Punktbeobachtungen von Schiffen und Bojen.

Die aufgelisteten Datensätze können allesamt kostenlos über das Internet bezogen werden. Zunächst wurde für das Untersuchungsgebiet mit Hilfe des Programms WRF DomainWizard das Modellgebiet mit vier Nestern festgelegt (Abbildung 5.4). Die Auflösung des äußeren Nests beträgt 30 km und wird bei den nachfolgenden Nestern um den Faktor drei verfeinert, sodass im vierten Nest eine Gitterweite von ca. 1,1 km vorliegt. Die statischen Daten wurden mit dem Programm GEOGRID für die Geometrie des Berechnungsgitters unter Berücksichtigung der gezeigten Auflösungsverfeinerung aufbereitet. Wie die Abbildung 5.4 zeigt, wird der Kartenausschnitt von Mitteleuropa dabei stark verfeinert. Alpen und Bayerischer Wald sind bei der groben Auflösung erkennbar, kleinere Mittelgebirge hingegen nicht. Im innersten, feiner aufgelösten Nest ist das bereits in Abbildung 4.1 auf Seite 88 gezeigte Untersuchungsgebiet im Harz gut wiedererkennbar.

Nach Umwandlung der Analyse- und Meeresoberflächentemperaturdaten aus dem GRIB- ins netCDF-Format mittels UNGRIB erfolgte die Interpolation der Daten auf das Gitter des Modellgebiets. Dieser Schritt wurde mit dem Programm METGRID durchgeführt, wobei dabei sowohl die Analyse- als auch die Meeresoberflächentemperaturdaten

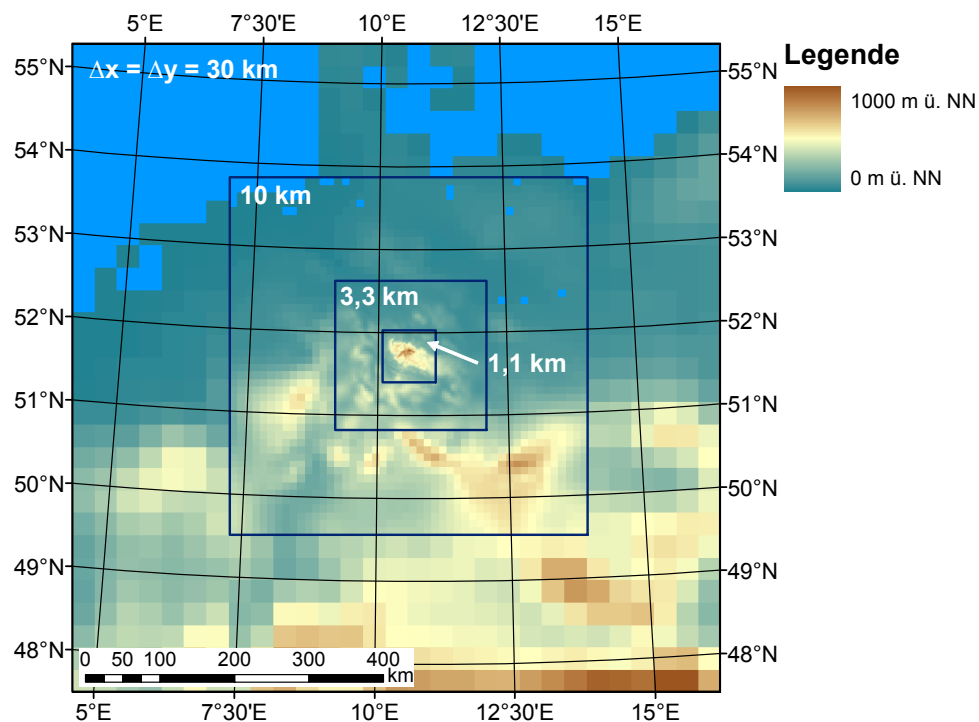


Abb. 5.4: Das Berechnungsgitter im Modell ARW mit 4 Nestern (30 km, 10 km, 3,3 km sowie 1,1 km). Das Verhältnis 1:3 gilt gleichermaßen für die Zeitschritte. Während im äußeren Nest mit 30 km ein Zeitschritt von 150 s eingestellt ist, beträgt dieser im innersten Nest mit einer räumlichen Auflösung von 1,1 km nur noch 5,6 s. Durch die sukzessive Verfeinerung der Auflösung wird die Topographie mit zunehmendem Detaillierungsgrad abgebildet. Im Vergleich mit der detaillierten Darstellung aus Abbildung 4.1 auf Seite 88 ist das Untersuchungsgebiet im Harz gut wiedererkennbar.

bei dieser Interpolation erfasst wurden. Die Verwendung von Meeresoberflächentemperaturen wurde deshalb angestrebt, da nicht unwesentliche Teile des ARW-Modellgebiets Wasserflächen der Nord- und Ostsee abdecken.

Im Gegensatz zu gekoppelten Atmosphäre-Ozean GCM (AOGCM) ist eine Beschreibung von Ozeanströmungen in lokalen atmosphärischen Modellen nicht möglich. Dies liegt zum einen an den stark abweichenden Zeitskalen von Ozeanströmungen und zum anderen an fehlenden Datensätzen, die eine Beschreibung dieser Strömungen analog zu denen der Atmosphäre ermöglichen würden. Wie in Abschnitt 5.3.3 erläutert, können Ozeanflächen in ARW wie auch in anderen lokalen atmosphärischen Modellen nur vereinfacht abgebildet werden. Die Ozeanzirkulation entsteht durch Windschub, Dichte- und Temperaturunterschiede (von Storch et al., 1999) und kann nur in allen drei Raumdimensionen in einem AOGCM abgebildet werden.

Für lokale atmosphärische Modelle erlaubt die Verwendung der Meeresoberflächentemperatur eine einfache Berücksichtigung der Rückkopplungen von großen Wasserflächen mit in Raum und Zeit unterschiedlichen Temperaturen auf meteorologische Prozesse in der Atmosphäre. Besonders relevant für das Klima Mittel- und Nordeuropas ist der Nordatlantikstrom. Abbildung 5.5 zeigt Zeitreihen von Meeresoberflächentemperaturen rund um das europäische Festland. Diese Zeitreihen wurden auf der Grundlage des o.g. Datensatzes RTG_SST (Thiebaut et al., 2003; NCEP, 2012b) erstellt. Der räumliche

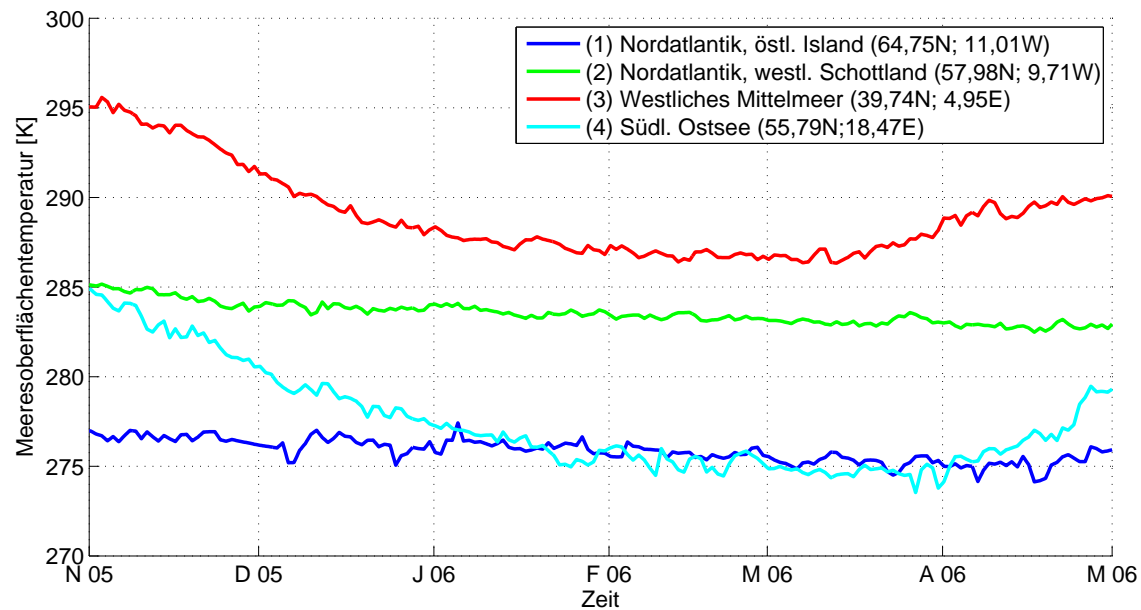


Abb. 5.5: Zeitreihen der Meeresoberflächentemperaturen [K] aus dem RTG-SST-Datensatz, wie sie für die Simulation mit ARW aufbereitet worden sind. Die räumliche Zuordnung der vier Zeitreihen kann Abb. 5.6 entnommen werden.

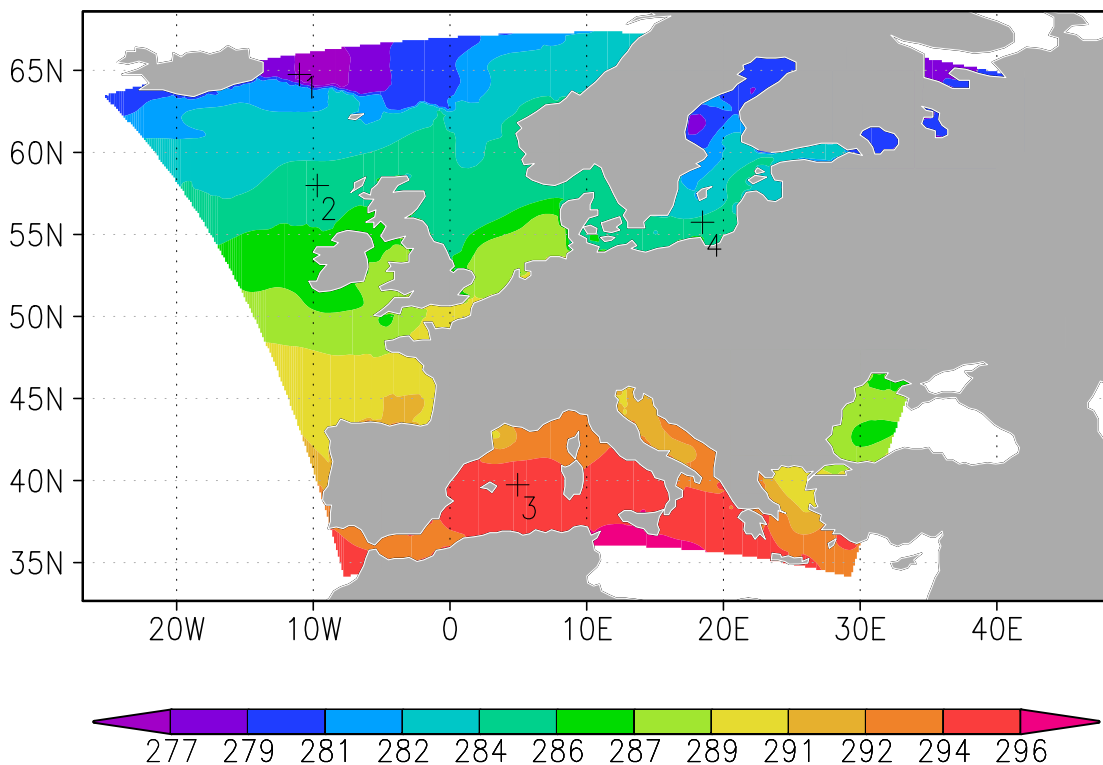


Abb. 5.6: Karte der Meeresoberflächentemperaturen [K] für den 01.11.2005 aus dem RTG-SST-Datensatz, wie sie für die Simulationen mit ARW aufbereitet worden sind. Die nummerierten Punkte in der Karte entsprechen den Nummern der Zeitreihen aus Abb. 5.5. Durch die Darstellung in einer Mercator-Projektion erscheint der auf Grundlage einer Lambert-Projektion ermittelte Europa-Ausschnitt stark verzerrt.

Bezug der Zeitreihen kann Abbildung 5.6 entnommen werden. Die Karte zeigt zudem die räumlichen Unterschiede der Meeresoberflächentemperaturen für den 01.11.2005.

Die Temperaturen des Atlantiks sind dabei weniger starken Veränderungen innerhalb des Winters 2005/06 unterworfen als die des Mittelmeeres und der Ostsee. In der letzten Märzwoche 2006 unterschreitet die Meeresoberflächentemperatur der südlichen Ostsee kurzzeitig den relativ konstanten Temperaturverlauf des deutlich weiter nördlich liegenden Punktes im Nordatlantik vor Island. Dieses Abkühlen der Ostsee während des Winters kann mit Hilfe von ARW nicht simuliert werden. Mit den zusätzlichen Daten der Meeresoberflächentemperaturen kann deren Wirkung auf die atmosphärischen Prozesse besser Rechnung getragen werden.

Auf dieser Grundlage wurden die Randbedingungen für ARW mit WPS aufbereitet. Berücksichtigung fanden dabei die Zeiträume 01.11.2005 bis 01.05.2006 sowie 01.11.2010 bis 01.05.2011. Die Auswahl dieser beiden Winterhalbjahre liegt in den relativ unterschiedlichen Witterungscharakteristika begründet (Abschnitt 4.2.3).

In Tabelle 5.2 sind die für die Simulationen mit ARW eingestellten Parametrisierungen aufgelistet (vgl. Abschnitt 5.3.3). Für die Parametrisierungen der Landoberflächen und der Wolkenmikrophysik sind jeweils mehrere alternative Prozessbeschreibungen aufgeführt.

Tab. 5.2: Gewählte Parametrisierungen in ARW. Zur Beschreibung der Landoberflächenprozesse und der Wolkenmikrophysik wurden jeweils mehrere Alternativen berücksichtigt. Es sind die Original-Bezeichnungen aus der Dokumentation nach Wang et al. (2012) angegeben.

Typ der Parametrisierung	Für die Simulation mit ARW ausgewählte Ansätze
Konvektion (Cumulus)	Kain-Fritsch scheme (Kain, 2004)
Prandtl-Schicht	MM5 similarity, nach Monin und Obukhov (1954)
Atm. Grenzschicht	Yonsei University scheme (YSU, Hong et al., 2006)
Landoberflächenprozesse	{ Noah Land Surface Model (Chen und Dudhia, 2001; Ek, 2003)
kurzwellige Strahlung	{ Noah-MP (multi-physics) Land Surface Model (Niu et al., 2011)
langwellige Strahlung	{ Dudhia (1989) scheme
	{ Rapid Radiative Transfer Model (RRTM, Mlawer et al., 1997)
	{ Morrison Double Moment scheme (Morrison et al., 2005a)
	{ Thompson Graupel Scheme (Thompson et al., 2004)
Wolkenmikrophysik	{ Milbrandt-Yau Double-Moment 7-class scheme (Milbrandt und Yau, 2005a)
	{ WRF Double-Moment 6-class scheme (Hong und Lim, 2006; Lim und Hong, 2010)

Neben den Prozessbeschreibungen stehen auch für das Downscaling verschiedene Techniken alternativ zur Verfügung:

- kontinuierliche Simulation mit einer einmaligen Initialisierung,
- Four-Dimensional Data Assimilation und
- laufende Re-Initialisierung in festen Zeitabständen (z.B. alle 24 h).

Abschließend soll noch ergänzt werden, dass neben den Anfangs- und Randbedingungen die Einstellungen für den Simulationszeitschritt für alle Simulationen gleichermaßen gültig sind. Der Zeitschritt für das äußere Nest mit 30 km beträgt 150 s. Damit liegt dieser

Wert sogar etwas unter der Empfehlung von [Skamarock et al. \(2008\)](#) mit $\Delta t[s] = 6 \cdot \Delta x[km]$. Da die räumlichen Auflösungen gemäß Abbildung 5.4 im Verhältnis 1:3 sukzessive verfeinert werden, reduziert sich der Zeitschritt dabei von 150 s auf ca. 5,6 s im vierten Nest.

Alle Simulationen in dieser Arbeit wurden mit ARW in der Version 3.4 vom 06.04.2012 auf dem Computer-Cluster ‚Ludwig‘ der Fakultät Architektur, Bauingenieurwesen und Umweltwissenschaften der TU Braunschweig durchgeführt. Der Cluster besteht aus 184 Knoten mit jeweils acht Kernen ($2 \times 184 = 368$ 2,6GHz Intel Quad X5550 Prozessoren à vier Kerne) und insgesamt 2,2 TBytes Arbeitsspeicher ([IRMB, 2012](#)). Die einzelnen Knoten sind durch ein sogenanntes Infiniband-Netzwerk mit 20 GBit/s untereinander verbunden. Daher musste der Modell Quelltext von ARW zunächst mit OpenMPI-Unterstützung (distributed memory) auf der Zielplattform unter dem Betriebssystem Linux kompiliert werden. Es standen der Intel FORTRAN Compiler (ifort) und der Intel C Compiler (icc) jeweils in der Version 12.0.2.20110112 zur Verfügung. Beide Compiler können für die nicht-kommerzielle Nutzung mit dem Betriebssystem Linux kostenlos über das Internet bezogen werden ([Intel, 2012](#)).

6 Modellierung von Schneeprozessen auf der Einzugsgebietsskala mit PANTA RHEI

„Πάντα ρεῖ“³⁸

In diesem Kapitel wird das hydrologische Modellsystem PANTA RHEI (altgriechisch: ‚alles fließt‘) vorgestellt, das sowohl für die Kopplung mit dem atmosphärischen Modell ARW als auch für die Erweiterung um neue Schneemodelle verwendet wird. PANTA RHEI geht aus einer langjährigen Entwicklungsarbeit hydrologischer Modellsysteme an der Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz (HYWAG) des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau (LWI) an der TU Braunschweig und der Hartung+Partner Ingenieurgesellschaft für Wasserbau mbH, Braunschweig, hervor. Seit 2010 wird PANTA RHEI am LWI zusammen mit dem Institut für Wassermanagement IfW GmbH, Braunschweig, zum einen für die Hochwasservorhersage weiterentwickelt. Zum anderen werden zunehmend physikalisch-basierte Prozessalgorithmen implementiert, um den Anforderungen der Klimafolgenforschung gerecht zu werden.

Das heutige Modellsystem baut unter anderem auf Arbeiten von [Rother \(1974\)](#) sowie [Riedel und Maniak \(1999\)](#) und den Modellen NASMO³⁹ ([Stödter, 1994](#)) und NAXOS⁴⁰ ([Riedel, 2004](#)) auf. PANTA RHEI wurde in der Programmiersprache C++ entwickelt. Einzelne Delphi-Komponenten (graphische Benutzeroberflächen, Datenbankbindung) entstammen der Entwicklungsumgebung. Bevor auf die in dieser Arbeit durchgeführten Modellerweiterungen und die Anwendung auf das Einzugsgebiet der Sieber eingegangen wird, soll zunächst eine kurze Beschreibung des Modellsystems vorangestellt werden. Die im Modell enthaltenen Gleichungen werden hier nicht aufgeführt, da sie in den aufgeführten Referenzen enthalten sind. Die in dieser Arbeit entwickelten Neuerungen werden unten detailliert beschrieben.

6.1 Überblick

Die nachfolgenden Erläuterungen zum hydrologischen Modellsystem PANTA RHEI wurden in Teilen der unveröffentlichten Programmdokumentation zur hydrologischen Modellsoftware entnommen ([LWI-HYWAG und IfW, 2012](#)). PANTA RHEI ist für eine

³⁸Altgriechisch, übersetzt: *Alles fließt*. Diese Formulierung wird im Allgemeinen mit dem griechischen Philosophen Heraklit von Ephesos (~535 v. Chr. bis ~475 v. Chr.) in Verbindung gebracht. Von ihm stammt das berühmte Zitat: „Wer in denselben Fluss steigt, dem fließt anderes und wieder anderes Wasser zu.“ Dieser Gedanke bezieht sich auf den „Fluß [sic!] aller Dinge“ (vgl. [Capelle, 1968](#)). Tatsächlich ist das o.g. Zitat neuer: „Die lapidare Formung des Gedankens in dem berühmten ‚Πάντα ρεῖ‘ beruht erst auf Formulierungen des Aristoteles [384 v. Chr. bis 322 v. Chr., der Verfasser], wo es aber so wörtlich auch nicht steht“ (ebenda).

³⁹Abkürzung: Niederschlag-Abfluss-Modell.

⁴⁰Niederschlag-Abfluss-Modell für X-Operationssysteme. Es existiert darüber hinaus eine spezielle ältere Version des Modellsystems für die Hochwasservorhersage mit der Bezeichnung PRAEDICT.

Vielzahl möglicher Anwendungen entwickelt worden und wird derzeit für die folgenden Aufgaben in nationalen wie internationalen Projekten eingesetzt (Riedel et al., 2011):

- Planungsmodell für integrierte Hochwasserschutzkonzepte und Bemessungsabflüsse mithilfe von Kurz- und Langzeitsimulationen.
- Wasserhaushaltsmodell in der Klimafolgenforschung und für Stauanlagenbemessung mittels Langzeitsimulationen (zum Beispiel in Meon und Gocht, 2012).
- On-Line-Hochwasservorhersagemodell, kontinuierlich eingesetzt in der niedersächsischen Hochwasservorhersagezentrale und in internationalen Projekten.

Diese breite Anwendbarkeit spiegelt sich auch in vielen Eigenschaften des Programms wider. Das Modell wurde direkt mit einer grafischen Benutzeroberfläche (GUI, siehe Abbildung 6.1) konzipiert. Die hydrologischen Modelldaten von Einzugsgebieten werden in einer Datenbank gespeichert. Diese ist in einer Projektdatei enthalten und fasst räumliche Daten des Gebietes, Zeitreihen von Beobachtungen und Modellparameter zusammen. Das Programm kann eine Reihe von Datenformaten geographischer Informationssysteme (GIS) einlesen und bietet damit eine Schnittstelle zu räumlichen Daten. Folglich lässt sich das Modellsystem nach den Definitionen von Refsgaard (1996) in die 4. Generation

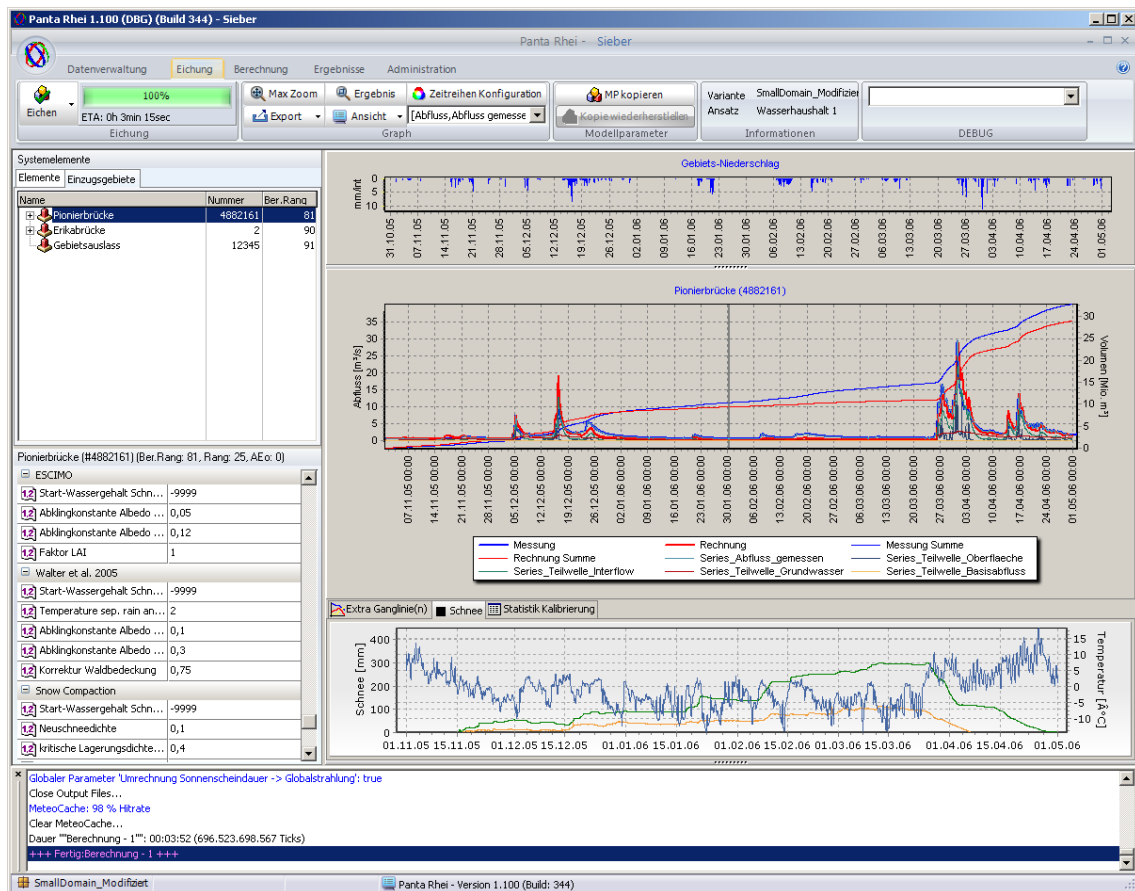


Abb. 6.1: Screenshot des Fensters 'Eichung' in PANTA RHEI.

hydrologischer Modellsysteme einordnen, da es eine benutzerfreundliche Bedienung erlaubt und zugleich definierte GIS-Schnittstellen enthält (siehe auch Lempert, 2000). Für Zeitreihen und Modellparameter existieren ebenfalls zahlreiche Schnittstellen.

Hydrologische Prozesse werden in PANTA RHEI deterministisch beschrieben, d.h. gleicher Input führt immer zum gleichen Ergebnis. Die Prozessbeschreibung kann im Wesentlichen als konzeptionell charakterisiert werden („grey box“, siehe Abschnitt 2.3), wenngleich einige Teilprozesse des Bodenwasserhaushalts auch physikalisch basiert simuliert werden können. Einzelne Prozesse von der Schneemodellierung bis hin zur Abflusskonzentration werden in separaten Teilmodellen berechnet, die prinzipiell austauschbar sind.

Die räumliche Untergliederung erfolgt in PANTA RHEI in Teilflächen bzw. Teileinzugsgebiete, die über die GIS-Schnittstelle in das Projekt integriert werden. Die Teilflächen werden weiterhin in Hydrotöpfe (hydrologic response units, HRU)⁴¹ unterteilt. Diese Hydrotöpfe fassen Flächen zusammen, die bezüglich Bodenarten und Landnutzung ähnliche hydrologische Eigenschaften aufweisen und nicht notwendigerweise zusammenhängend sein müssen. Es wird angenommen, dass die zugrunde liegenden hydrologischen Prozesse auch unabhängig von der Lage in der betrachteten Teilfläche in geeigneter Weise modelltechnisch beschrieben werden können. Dieses Modellkonzept erlaubt damit eine Berücksichtigung der Heterogenität innerhalb einer Teilfläche. Es ist in der Hydrologie weitverbreitet und wird als „semi-distributiv“ (*semi-distributed*) bezeichnet. Typische Kriterien für eine Unterteilung einer Teilfläche in Hydrotöpfe können neben den oben genannten Bodenarten und Landnutzungen auch topografische Geländeeigenschaften sein. PANTA RHEI ist hinsichtlich der zu berücksichtigenden Hydrotöpfeigenschaften nicht begrenzt. Die Ermittlung der Hydrotöpfe und ihrer Eigenschaften erfolgt dabei durch automatische Auswertungen vorhandener Flächendaten.

Als Simulationszeitschritt können je nach Fragestellung Werte von einer Minute bis hin zu einem Tag eingestellt werden, wobei sich der Zeitschritt von einer Stunde für Ereignis- und Wasserhaushaltssimulationen in der hydrologischen Mesoskala oft als geeignet erwiesen hat (LWI-HYWAG und IfW, 2012). Die Auswahl des Zeitschritts ist abhängig von der räumlichen Untergliederung zu sehen, da die typischen Fließzeiten innerhalb einer Teilfläche bei der Festlegung des Zeitschritts nicht außer Acht gelassen werden dürfen.

Hinsichtlich der räumlichen und zeitlichen Untergliederung ist das Modellsystem einschließlich seiner typischen Anwendungen der Mesoskala zugeordnet. Die Prozessbeschreibung erlaubt die Abdeckung einer Vielzahl von Anwendungsfällen und kann unter Berücksichtigung der vorliegenden Datenlage angepasst werden.

⁴¹ Zum Teil wird auch die Bezeichnung hydrologic similar unit (HSU) verwendet.

6.2 Modellstruktur

Das Einzugsgebiet wird in PANTA RHEI in einem Projekt gespeichert. Um nun verschiedene Daten, Teilmodelle oder Parametersätze miteinander kombinieren zu können, werden diese innerhalb einer Variante zusammengeführt. Eine solche Variante verknüpft die folgenden Teildaten für die Berechnung fest:

- Geometriedaten, wie Teilflächen, Hydrotope.
- Systemplan, welcher eine topologische Struktur des Einzugsgebietes repräsentiert.
- Stationliste, welche zum Beispiel Pegel einschließlich deren Beobachtungen enthält sowie Bauwerke, wie Talsperren.
- Klimastationsliste mit den meteorologischen Randbedingungen. Anstelle der im Projekt gespeicherten Zeitreihen kann auch auf Klimadaten im Rasterformat zurückgegriffen werden, welche in einem Binärrasterformat für jeden Zeitschritt und jede Variable in externen Dateien vorliegen.
- Modellparameterliste, die für die ausgewählte Prozedurkonfiguration und jedes Element des Systemplan, wie Teilflächen und Bauwerke, alle notwendigen Modellparameter enthält.

Diese Art der Datenverwaltung erlaubt beispielsweise den Vergleich ähnlicher Varianten mit abweichenden Geometriedaten zur Simulation von Landnutzungsszenarien bei sonst gleichen Einstellungen. Durch Austausch der Klimastationsliste können zum Beispiel Klimamodelldaten anstelle von Beobachtungen vorgegeben werden.

Die eigentliche Simulation wird auf eine Reihe von Berechnungsprozeduren verteilt, für die jeweils mehrere Alternativen bereitgestellt werden. Somit ist es möglich, für Schneeprozesse Berechnungsprozeduren mit unterschiedlichen Prozessbeschreibungen zu wählen. Wie aus Abbildung 6.2 hervorgeht, existieren Berechnungsprozeduren auf Hydrotop- und Teilflächenbasis. Die erstgenannten enthalten jeweils einen gelben Kasten für die Teilfläche sowie einen orangen Kasten für die Hydrotope darin und repräsentieren die ‚vertikalen‘ Prozesse, wie Schneeschmelze, Verdunstung und Interzeption, sowie die Abflussbildung, welche die Infiltration und den Bodenwasserhaushalt zusammenfasst. Die Aggregation auf die Teilfläche erfolgt bei diesen Prozessen im Allgemeinen durch Mittelwertbildung.

Die ‚lateralen‘ Prozesse laufen in PANTA RHEI ausschließlich auf der Teilflächenebene ab und sind daher nur durch einen gelben Kasten gekennzeichnet. Zu dieser Gruppe von Prozessen gehören die Abflusskonzentration, der Basisabfluss, Zuflüsse aus anderen Teilflächen sowie der Wellenablauf im Gewässer der Teilfläche. Der graue Kasten listet jeweils eine Auswahl alternativer Berechnungsprozeduren für den jeweiligen Teilprozess auf. Die Prozessbeschreibungen werden in Abschnitt 6.3 kurz beschrieben. Jede Teilfläche enthält einen Gewässerabschnitt, über welchen auch die Abflüsse der oberhalb liegenden Teilflächen abfließen.

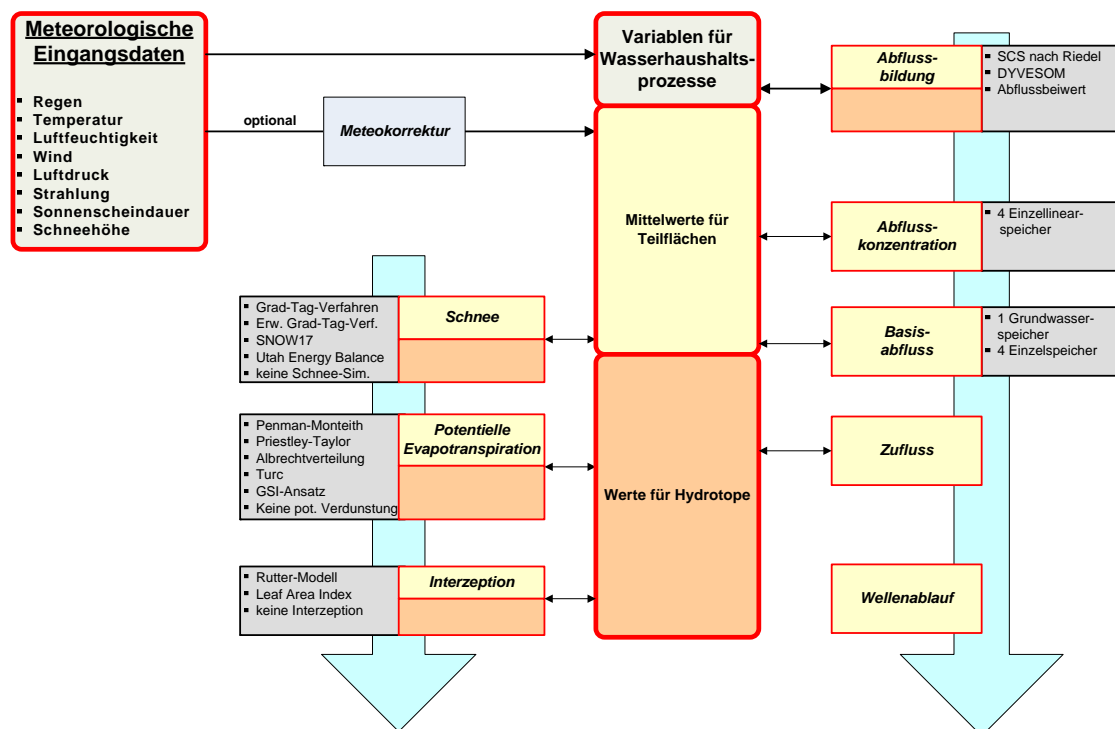


Abb. 6.2: Schnittstellen von Daten, Prozessmodulen und der Datenfluss in PANTA RHEI. In dieser Darstellung ist bereits das im Zuge dieser Arbeit in PANTA RHEI implementierte Utah Energy Balance Schneemodell enthalten. Entnommen aus LWI-HYWAG und IfW (2012).

6.3 Prozessbeschreibung

PANTA RHEI bietet zwei Konfigurationsmöglichkeiten an, die jeweils ausgewählte Prozeduren enthalten. Während der klassische ‚PANTA RHEI-Ansatz‘, der sich sehr stark an der Prozessbeschreibung des Modellsystems NAXOS (Riedel, 2004) orientiert, für die Ereignissimulation entwickelt wurde, ist später ein für die Kontinuumsimulation entwickelter Wasserhaushaltsansatz ergänzt worden. In der vorliegenden Arbeit wird nur der Wasserhaushaltsansatz beschrieben, da dieser im Grunde alle möglichen Anwendungen abdeckt. Die Reihenfolge der hydrologischen Prozesse orientiert sich dabei an der vertikalen Gliederung aus Abbildung 6.2. Die meteorologischen Variablen können entweder als Stationswerte oder Rasterdaten verarbeitet werden. Bei den Stationswerten erfolgt eine abstandsgewichtete Mittelung (Inverse Distance Weighted). Wie in der Abbildung 6.2 gekennzeichnet, kann eine optionale Korrektur der meteorologischen Eingangsdaten durchgeführt werden. Derzeit werden diese meteorologischen Korrekturen nur für die meteorologische Variable Niederschlag durchgeführt. Es kann ein Korrekturwert für das gesamte Einzugsgebiet oder separat für einzelne Teilflächen vorgegeben werden. Im Allgemeinen werden die Parameter jedoch für einzelne Pegel und alle Teilflächen, die zum Einzugsgebiet dieses Pegels gehören, festgelegt.

6.3.1 Schnee

Für die Modellierung der Schneeakkumulation und der Schneeschmelze stehen in PANTA RHEI mehrere Verfahren zur Verfügung, wobei das Temperatur-Index-Verfahren (siehe Abschnitt 2.3.2) die häufigste Anwendung findet. Das Temperatur-Index-Verfahren setzt Zeitreihen von Niederschlag und Temperatur voraus. Der Gradtag-Wert wird abhängig von der Landnutzung des Hydrotops aus Tabellen räumlich differenziert vorgegeben. Ein Modellparameter erlaubt die pauschale Skalierung dieser Werte, um eine Kalibrierung zu ermöglichen. Darüber hinaus kann eine variable Grenztemperatur vorgegeben werden.

Im Jahr 2012 wurde das Temperatur-Index-Verfahren in einer separaten Berechnungsprozedur für die Hochwasservorhersage mit speziellen Erweiterungen ergänzt. Um höhenabhängigen Prozessen einer Teilfläche und der Exposition besser Rechnung tragen zu können, wurde für jedes Hydrotop eine pauschale empirische Unterteilung in vier Höhengschichten umgesetzt. Die Flächenanteile werden bei diesem Verfahren in gleichen Anteilen linear auf vier Schichten zwischen minimaler und maximaler Teilflächenhöhe aufgeteilt. Zudem kann ein Wärmeeintrag durch Regen und der Wärmeaustausch mit der oberen Bodenschicht parametrisiert werden. Im Zusammenhang mit dem Bodenmodell wird zudem ein Gefrieren von Wasser auf und in der oberen Bodenschicht bei einsetzendem Frost berücksichtigt (LWI-HYWAG und IfW, 2012).

Vom Verfasser wurden zudem für Testzwecke das Modell SNOW-17 (Anderson, 1973) in der Punktversion ohne Sub-Grid-Parametrisierung via Schneeabnahmekurve sowie das Schneesetzungsverfahren (Bertle, 1966; Knauf, 1975; Knauf, 1980) implementiert. Auf die für die vorliegende Untersuchung relevanten, vom Verfasser durchgeführten Erweiterungen der Schneeprozesse wird in Abschnitt 6.5 detailliert eingegangen.

6.3.2 Evapotranspiration

Auch zur Beschreibung der potentiellen Evapotranspiration bietet PANTA RHEI mehrere alternative Berechnungsprozeduren an. Hier wird zunächst die potentielle Verdunstung beschrieben. Die reale Verdunstung wird später im Zusammenhang mit dem Bodenmodell erläutert. Die Auswahl der Berechnungsprozedur ist dabei häufig durch die vorgegebenen Eingangsdaten eingeschränkt. Das einfachste Verfahren ist die Verdunstung nach Albrecht (Maniak, 1997). Dabei wird ein als Modellparameter vorzugebender Jahreswert anhand der von Maniak (1997) genannten prozentualen Anteile einzelner Monate an der Jahresverdunstung auf den Zeitschritt umgerechnet.

Ein weiteres Verfahren zur Ermittlung ist der Ansatz nach Turc (1961). Die empirische Formel nach Turc (1961) enthält die Temperatur und Globalstrahlung als Eingangsgrößen. Ein Korrekturterm zur Berücksichtigung geringer Werte der relativen Luftfeuchte ist zudem enthalten. Für Wintermonate wird der Ansatz nach Ivanov in der modifizierten Form nach Wendling und Müller (1984) herangezogen. Dyck und Peschke (1995) empfehlen für Mitteleuropa einen Korrekturfaktor von 1,1.

Neben diesen einfachen Methoden zur Berechnung der potentiellen Verdunstung sind

auch komplexere Energiebilanzansätze enthalten. Die Berücksichtigung der langwelligen Strahlungsbilanz kann bei den Energiebilanzansätzen entweder mit der Formel aus [Bernhofer et al. \(2002\)](#) oder mit dem Ansatz nach [Iziomon et al. \(2003\)](#) bzw. [Liston und Elder \(2006b\)](#) berechnet werden. Beide Verfahren setzen Zeitreihen der Temperatur und der Luftfeuchtigkeit voraus.

Dabei müssen mindestens die Temperatur, die relative Luftfeuchtigkeit sowie die Globalstrahlung als meteorologische Eingangsdaten bereitstehen. Die von [Priestley und Taylor \(1972\)](#) beschriebene Gleichung stellt im Wesentlichen eine Vereinfachung der Gleichung nach [Penman \(1948\)](#) dar, indem sie davon ausgeht, dass keine Advektion stattfindet. Diese Annahme erlaubt es, die potentielle Verdunstung ohne Zeitreihen der Luftfeuchte zu berechnen. Da diese zur Schätzung der atmosphärischen Gegenstrahlung vorausgesetzt wird, werden neben Temperatur und Globalstrahlung auch die relative Luftfeuchte für den Ansatz nach [Priestley und Taylor \(1972\)](#) benötigt.

Unter Berücksichtigung umfangreicher Tabellen mit Vegetationsparametern kann die potentielle Verdunstung in PANTA RHEI mit Hilfe des von [Monteith \(1965\)](#) erweiterten Ansatzes der von [Penman \(1948\)](#) ermittelten Beziehung simuliert werden. Die Parametrisierung des turbulenten Austausches erfolgt mit Hilfe eines aerodynamischen Widerstandes, der von der Windgeschwindigkeit und von der Rauigkeit der Oberfläche abhängig ist (siehe Abschnitt C des Anhangs). Im erweiterten Ansatz nach [Monteith \(1965\)](#), nachfolgend Penman-Monteith-Ansatz genannt, wird der aerodynamische Widerstand um einen Stomatawiderstand ergänzt, welcher physiologische Einflüsse der Vegetation bei der Transpiration berücksichtigt. Es wird ferner angenommen, dass ein Upscaling von der Skala eines Blattes bis zum Bestand möglich ist. Dieser Ansatz ist unter der Bezeichnung ‚Big-Leaf‘-Modell bekannt. Die Umsetzung einer solchen Beziehung auf Grundlage des Blattflächenindizes in PANTA RHEI orientiert sich an der Beschreibung aus [Schulla \(1997\)](#). Entsprechende Parameter, wie Blattflächenindex, Vegetationshöhe, Stomatawiderstand und Vegetationsbedeckungsgrad für verschiedene Landnutzungen wurden aus Literaturwerten übernommen (so z.B. aus [Breuer et al., 2003](#)). Im Falle von Wasserflächen wird in PANTA RHEI auf die Gleichung nach [Penman \(1948\)](#) zurückgegriffen.

Dieser kurz beschriebene Penman-Monteith-Ansatz wurde im Zuge einer Modellerweiterung um eine dynamische Vorgabe von Vegetationsparametern ergänzt. Das verwendete Verfahren basiert auf dem von [Jolly et al. \(2005\)](#) entwickelten sogenannten Growing Season Index (GSI). Es handelt sich dabei um einen einfachen Index, welcher auf Grundlage von Minimumtemperatur, Dampfdruck und astronomisch möglicher Sonnenscheindauer eine Abschätzung der phänologischen Aktivität der Vegetation zulässt. Auf Grundlage der üblichen meteorologischen Randbedingungen des Modells kann damit abgeschätzt werden, wann die Wachstumsphase einsetzt und wann sie endet. Im Modell vorgegebene Minimum- und Maximumwerte von Vegetationsparametern (Blattflächenindex, Vegetationshöhe, Stomatawiderstand und Vegetationsbedeckungsgrad) werden anhand des witterungsabhängigen GSI skaliert. Damit soll Verschiebungen der Vegetationsphasen Rechnung getragen werden, die zum Beispiel aus Klimaänderungen herrühren. Die

Umsetzung ist in [Förster et al. \(2012\)](#) detailliert beschrieben.

Unabhängig von der gewählten Prozessbeschreibung kann die potentielle Verdunstung in PANTA RHEI mit Hilfe eines Modellparameters skaliert werden, um mögliche Abweichungen auf der Einzugsgebietsskala zu korrigieren.

6.3.3 Interzeption

Im Anschluss an die Modellierung von Schneeakkumulation und Schneeschmelze durchläuft das Niederschlags- oder Schmelzwasser modelltechnisch einen Interzeptionsspeicher. Diese getrennte und sequentielle Betrachtung von Schnee und Interzeption liegt vielen hydrologischen Modellen zugrunde. Meistens wird das Interzeptionsmodell auch auf die Vorstellung einer Muldenspeicherung auf dem Boden ausgedehnt.

Als Berechnungsprozedur stehen zwei Ansätze zur Auswahl, die im Wesentlichen den Modellvorstellungen nach [Rutter et al. \(1971\)](#) folgen. Die einfache Variante erlaubt die Vorgabe des maximalen Interzeptionsspeichers und der Entleerungsrate zum Boden hin (Bestandsniederschlag) als Modellparameter. Eine erweiterte Version setzt die maximale Interzeptionskapazität in Beziehung zum Blattflächenindex. Dieser wird wiederum mit Hilfe des GSI saisonal skaliert (siehe Abschnitt [6.3.2](#)).

Im Falle eines gefüllten Interzeptionsspeichers wird dieser zunächst mit der potentiellen Verdunstungsrate entleert. Der Stomatawiderstand wird dabei auf null gesetzt, da davon ausgegangen wird, dass in diesem Fall die Interzeptionsverdunstung bedeutender ist als die Transpiration.

6.3.4 Infiltration und Bodenwasserhaushalt

Für die Infiltration und den Bodenwasserhaushalt stehen derzeit zwei Berechnungsprozeduren zur Verfügung. Standardmäßig wird das für die kontinuierliche Simulation erweitere SCS-Verfahren⁴² nach [Riedel \(2004\)](#) verwendet. Daneben existiert primär für wissenschaftliche Anwendungen eine neuere, prozessorientiertere Berechnungsprozedur, welche den Bodenwasserhaushalt von drei Bodenspeichern beschreibt ([Kreye et al., 2012](#)).

Die Standardmethode in PANTA RHEI zur Beschreibung der Prozesse der Abflussbildung ist das erweiterte SCS-Verfahren nach Riedel. Gegenüber dem Originalansatz des SCS-Verfahrens (siehe z.B. [Maniak, 1997](#)) erfolgt eine Aufteilung des Niederschlagswassers auf vier Abflusskomponenten (Oberflächen- und Zwischenabfluss sowie schneller und langsamer Grundwasserabfluss) und die Simulation der realen Verdunstung. Die Ableitung des Direktabflusses entspricht weitestgehend der Erweiterung des SCS-Verfahrens nach [Øverland und Kleeberg \(1992, Anlage 2.14\)](#), wobei dieser bei dem vorliegenden Verfahren mit Hilfe eines Modellparameters in Oberflächen- und Zwischenabfluss aufgeteilt wird ([Riedel, 2004](#)). Die Bodenarten werden wie im Originalansatz anhand der

⁴²U. S. Soil Conservation Service. Das Verfahren basiert auf den sehr verbreiteten „Curve Numbers“ (siehe z.B. [Maniak, 1997](#)).

Bodengruppen A bis D vorgegeben, wobei auch Abstufungen zwischen den vier Klassen möglich sind.

Eine bodenfeuchte abhängige ‚Curve Number‘ aus dem Originalansatz des SCS-Verfahrens wird dabei laufend unter Berücksichtigung einer relativen Bodenfeuchte angepasst. Die relative Bodenfeuchte wiederum ist abhängig von Niederschlag, realer Verdunstung sowie dem Abfluss der betrachteten Fläche. Zudem findet eine ‚Verlustsumme‘ in der Bilanz Berücksichtigung, die die Abtrocknung des Bodens in Regenspauzen beschreibt. Die Bilanzgrößen Abfluss und Verdunstung hängen von der Bodenfeuchte ab. Die bodenfeuchteabhängige Reduktion der potentiellen zur realen Verdunstung wird über zwei Modellparameter gesteuert. Mit Hilfe eines zusätzlichen Modellparameters kann die Frostbindung von Wasser beim Oberflächenabfluss unter Berücksichtigung der Lufttemperatur simuliert werden (LWI-HYWAG und IfW, 2012).

Kreye et al. (2012) beschreiben eine Berechnungsprozedur für ein Bodenmodell mit einer erweiterten Prozessbeschreibung (DYVESOM⁴³). Anders als die zuvor geschilderte Berechnungsprozedur erfolgt hier eine Untergliederung in drei Bodenspeicher. Prozesse wie kapillarer Aufstieg oder Perkolation, die zu einem Wasserfluss zwischen den Speichern führen, werden explizit betrachtet. Über Bodentransferfunktionen (van Genuchten, 1980) werden die genannten Prozesse abhängig vom Matrixpotential parametrisiert und können damit direkt zu verfügbaren Informationen aus der Bodenübersichtskarte in Beziehung gesetzt werden. Für die Berechnung der Infiltration gilt der Wassergehalt des oberen Speichers als maßgebend. Die Infiltration wird in Anlehnung an die o.g. Methode von Riedel (2004) mit dem SCS-Verfahren berechnet, obwohl auch andere Infiltrationsansätze möglich sind (Kreye et al., 2010). Der Ausfluss aus dem 3. Speicher kann direkt als Grundwasserneubildung interpretiert werden, da dieser stets ohne Einfluss von Transpiration definiert ist (Kreye et al., 2012). Die aktuelle Verdunstung wird nach Vorgabe der Wurzeltiefe auf die oberen beiden Speicher aufgeteilt und durch eine Reduktionsfunktion nach Feddes et al. (1976) aus der potentiellen Verdunstung in Abhängigkeit vom aktuellen Matrixpotential ermittelt. Die Wurzeldichte wird unter Zuhilfenahme des in Abschnitt 6.3.2 beschriebenen GSI jahreszeitlich variiert (ebenda).

6.3.5 Abflusskonzentration

Während im Zuge der Abflussbildung die Aufteilung des Niederschlags auf die unterschiedlichen Abflusskomponenten simuliert wird, beschreibt die Abflusskonzentration die Transformation dieser Abflusskomponenten vom Ort der Abflussbildung bis hin zum Gewässer. Diese Transformation fasst Prozesse zusammen, wie etwa das Fließen des Wassers im Boden oder im Grundwasser sowie die Speicherung in Mulden, im Boden und im Grundwasser. In konzeptionellen hydrologischen Modellsystemen werden diese Transformationsprozesse üblicherweise durch Einzellinearspeicher oder Kaskaden solcher Speicher berücksichtigt. PANTA RHEI berücksichtigt drei oder vier Einzellinearspeicher

⁴³Dynamic Vegetation Soil Model

für die Abflusskomponenten Oberflächen-, Zwischen- sowie schneller und langsamer Grundwasserabfluss. Im Zuge laufender Projekte zeigte sich, dass die Verwendung von vier anstelle von nur drei Speichern in zahlreichen Gebieten zu einer Verbesserung der Simulation führen kann.

Die der Abflusskonzentration zugrunde liegenden Speicherkonstanten werden je nach Abflusskomponente in PANTA RHEI unterschiedlich parametrisiert. Für die schnellen Abflusskomponenten Oberflächen- und Zwischenabfluss erfolgt eine empirische Berechnung der Speicherkonstanten unter Berücksichtigung der Gewässerdichte, welche anhand geometrischer Kenngrößen der Teilfläche geschätzt wird. Nach [Riedel \(2004\)](#) erlaubt die Verwendung der Gewässernetzdichte als Kenngröße eine geeignete Skaleninvarianz der Prozessbeschreibung, sodass Teilflächen unterschiedlicher Größe homogen parametrisiert werden können. Über einen Modellparameter für jeden der beiden schnellen Abflusskomponenten kann die ermittelte Speicherkonstante im Zuge der Modellkalibrierung modifiziert werden. Hingegen werden die beiden langsamen Grundwasserabflusskomponenten durch Vorgabe von Speicherkonstanten als Modellparameter beschrieben.

6.3.6 Basisabfluss

Der Begriff Basisabfluss wird häufig im Zusammenhang mit Ereignissimulationen genannt, wo zwischen Basis- und Direktabfluss unterschieden wird. In PANTA RHEI werden die Berechnungsprozeduren für den Basisabfluss zur Beschreibung einer adäquaten Anfangsbedingung für die Abflusskonzentration verwendet. Es gibt eine Berechnungsprozedur für Ereignissimulationen, welche einen einzigen Grundwasserspeicher repräsentiert sowie für Wasserhaushaltssimulationen eine an die Berechnungsprozedur der Abflusskonzentration (Abschnitt 6.3.5) angelehnte Beschreibung. Bei dieser werden für die vier Bodenspeicher der Abflusskonzentration einzelne Startwerte für den ersten Zeitschritt vorgegeben. Diese Speicher laufen den jeweiligen Vorgabewerten von Abflussspende und Verweilzeit im Speicher leer.

6.3.7 Wellenablauf

Für den Wellenablauf (routing) stehen derzeit zwei Berechnungsprozeduren zur Auswahl. Der Wellenablauf kann entweder hinsichtlich der Retention im Gewässer mit einem einzigen Einzellinearspeicher oder einem getrennten Einzellinearspeicher für den Durchfluss im Gewässer und im Vorland berechnet werden. Beide Berechnungsprozeduren basieren auf der gleichen Prozessbeschreibung für die Translation. Für die Berechnung der Translation im Gewässer findet die Fließzeitformel nach [Rother \(1974\)](#) Anwendung. Aufbauend auf der Manning-Strickler-Formel (siehe z.B. [Bolrich, 1996](#)) entwickelt [Rother \(1974\)](#) eine Fließformel, deren Parametrisierung mit der Rauigkeit des Gewässers, dem Gefälle, dem Abfluss und der Einzugsgebietssgröße beschrieben wird. Dieser Ansatz konnte anhand von Beobachtungen für Einzugsgebiete von 2 bis 300 km² bestätigt werden.

Die Berechnungsprozeduren gehen von einer pauschalen Retentionswirkung auf

Grundlage eines Einzellinearspeichers aus. Dessen Verwendung ist zweckmäßig, da häufig keine Profilmessungen vorliegen und im Allgemeinen keine detaillierte Betrachtung der Gerinnehydraulik in einem hydrologischen Modellsystem durchgeführt wird. Die Speicherkonstante wird mit Hilfe der zuvor berechneten Fließzeit entlang des Gewässerabschnittes in der Teilfläche geschätzt. Fließgeschwindigkeit und Retentionskonstante können mit Hilfe je eines Modellparameters modifiziert werden.

Um eine bessere Annäherung an die im Gewässer bei Ausuferung ablaufenden Prozesse zu ermöglichen, wurde bei der zweiten Berechnungsprozedur ein zweiter Einzellinearspeicher für das Vorland vorgesehen, wobei der erste Speicher nur für den Flussschlauch selbst gilt. Die Aufteilung auf die Speicherkonstanten erfolgt über die bordvolle Abflussspende. Die bordvolle Abflussspende wird für jeden Gewässerabschnitt im Modell auf Grundlage einer Referenzspende, eines Modellparameters und der Einzugsgebietsgröße berechnet.

Über weitere Modellparameter kann die Speicherwirkung der Talaue gesondert im Modell simuliert werden, da häufig auch nach Ablauf eines Hochwassers große Wasserflächen entlang Flüssen in der Talaue beobachtet werden.

6.3.8 Bauwerke

Neben Teilflächen einschließlich ihrer Gewässerabschnitte bietet PANTA RHEI zahlreiche Möglichkeiten, Bauwerke und ihre Wirkung auf den Abfluss im Modellgebiet rechnerisch abzubilden. Beispiele für solche Bauwerke, die in einem hydrologischen Modell berücksichtigt werden müssen, sind Hochwasserrückhaltebecken, Talsperren oder Verzweigungen.

Hochwasserrückhaltebecken können über die zum Beispiel von [Maniak \(1997\)](#) beschriebene modifizierte Puls-Methode berechnet werden. Dafür sind die entsprechenden Kennlinien, welche Wasserstand, Speichervolumen und die Abgabe in Beziehung setzen, vorzugeben. Zudem kann ein gesteuerter Einstau durch Überschreiten eines kritischen Abflusses an einem Referenzpegel simuliert werden.

Talsperren können alternativ zum modifizierten Puls-Verfahren, sofern die entsprechenden Angaben verfügbar sind, durch Vorgabe eines sogenannten ‚Lamellenplans‘ saisonal unterschiedlich simuliert werden. Ein Lamellenplan stellt eine einfache Form eines Betriebsplans dar, welcher für jeden Kalendermonat und für bestimmte Füllstände der Talsperre die dafür vorgesehenen Abgaben festlegt. Um keinen unrealistischen Wechsel von zwei Abgaberegeln zu simulieren, die zum Beispiel durch ein häufiges Über- und Unterschreiten eines Grenzwertes hervorgerufen werden können, sind Trägheiten in der Berechnungsprozedur festgelegt.

Künstliche Gräben und Überleitungen von einer Teilfläche in eine oder mehrere andere oder in ein Bauwerk können mit Hilfe einer Verzweigung im Modell berücksichtigt werden. Die Zufluss-Abfluss-Aufteilung ist tabellarisch vorzugeben.

6.4 Erweiterungen des Programms PANTA RHEI

Vom Verfasser wurde PANTA RHEI für die vorliegende Arbeit im Wesentlichen um die folgenden Schnittstellen, Funktionen bzw. Berechnungsprozeduren erweitert. Diese sind notwendig, um dem erhöhten Datenbedarf der neu implementierten Schneemodelle Rechnung zu tragen.

- Einlesen der atmosphärischen Gegenstrahlung und des Wasseräquivalents der Schneedecke aus Binärraster-Dateien.
- Ergänzung einer temperatur- und windabhängigen Niederschlagskorrektur.
- Berücksichtigung des Höhengradienten beim Gebietsniederschlag.
- Entwurf und Implementierung von Berechnungsprozeduren für:
 - Energiebilanzansatz nach [Walter et al. \(2005\)](#).
 - Utah Energy Balnce Snow Accumulation and Melt Model.
 - Energy balance Snow Cover Integrated MOdel (ESCIMO) mit Waldklima.
- Programmierung zusätzlicher Ausgabedateien zur Interpretation der Ergebnisse:
 - Ausgabedatei ‚Schneesublimation‘.
 - Ausgabedatei ‚Wasseräquivalent im Interzeptionsspeicher‘.

Diese Erweiterungen sollen kurz erläutert werden. Bei den drei genannten Schneemo-
dellen ist zu beachten, dass für Vergleichszwecke stets eine separate Punktskalenversion
zur Verfügung stand bzw. parallel aufgebaut wurde. Auch im Falle des Modells nach
[Walter et al. \(2005\)](#) wurde eine Modifikation des Originalansatzes durchgeführt, da dieser
nur Tagesschritte berücksichtigt. Dazu wurde zunächst eine Punktskalenversion im Hin-
blick auf die Modellstruktur von PANTA RHEI entwickelt, um dieses Punktmodell später
einfacher in das Modellsystem implementieren zu können. Die Algorithmen der beiden
anderen Modelle wurden 1:1 von den Punktmodellen übernommen und in PANTA RHEI
integriert. Dabei mussten die Schnittstellen zwischen der übergeordneten Modellstruktur
sowie den Teilflächen bzw. Hydrotopen definiert werden.

6.4.1 Atmosphärische Gegenstrahlung

Wie bereits bei der Beschreibung der Verdunstungsberechnungen (Abschnitt 6.3.2) erläu-
tert, muss die atmosphärische Gegenstrahlung bei Energiebilanzansätzen berücksichtigt
werden. Diese liegt nur ganz selten als Messwert vor, sodass sie aus Beobachtungen von
Temperatur und Luftfeuchte berechnet werden kann. In PANTA RHEI sind für diesen
Zweck die von [Bernhofer et al. \(2002\)](#) sowie von [Iziomon et al. \(2003\)](#) bzw. [Liston und Elder \(2006b\)](#) erläuterten Berechnungsmethoden implementiert (siehe Abschnitt A im
Anhang). Da atmosphärische Modelle die atmosphärische Gegenstrahlung berechnen

(siehe Abschnitt 5.2.2), können flächendeckende Informationen aus der atmosphärischen Gegenstrahlung aus diesen Modellergebnissen aufbereitet werden. Zu diesem Zweck wurde die bisherige Prozedur, welche die meteorologischen Variablen Niederschlag [mm h^{-1}], Temperatur [$^{\circ}\text{C}$], relative Luftfeuchte [%], Windgeschwindigkeit [m s^{-1}] sowie Globalstrahlung [W m^{-2}] bzw. Sonnenscheindauer [h] aus externen Rasterdatensätzen verarbeiten kann, um das Einlesen der atmosphärischen Gegenstrahlung [W m^{-2}] erweitert.

6.4.2 Anbindung externer Schneemodelle

Ähnlich wie im vorigen Abschnitt beschrieben, können analog zur atmosphärischen Gegenstrahlung zusätzlich auch räumlich differenzierte Rasterdatensätze des Wasseräquivalents der Schneedecke für jeden Zeitschritt eingelesen werden. Die interne Schneemodellierung von PANTA RHEI kann damit optional durch ein externes Modell ersetzt werden. So können zum Beispiel auch die von atmosphärischen Modellen simulierten Schneeprozesse auf der Einzugsgebietsskala mit Zeitreihen einer Pegelmessstelle überprüft werden.

6.4.3 Niederschlagskorrektur

Die beobachteten Niederschläge sind i.d.R., wie in Abschnitt 2.1.1) erläutert, durch einen systematischen, u.a. windbedingten Messfehler behaftet (Sevruk, 1981; Richter, 1995). Um eine Korrektur dieses Messfehlers durchzuführen, wurde auf die relativ einfache Methode von Schulla (1997) zurückgegriffen. Dabei wird der Niederschlag mit einem pauschalen sowie einem windabhängigen Korrekturfaktor multipliziert. Diese Korrekturfaktoren sind als Modellparameter für den Anwender leicht zugänglich und können einfach modifiziert werden. Für Schnee werden andere Werte als für Regen angenommen. Die Unterteilung der Niederschlagsart in Regen und Schnee kann in der in PANTA RHEI implementierten Form auf der Grundlage eines einfachen Temperaturgrenzwertes durchgeführt werden, wie es Schulla (1997) vorschlägt. Alternativ kann auch auf Grundlage eines Grenzwertes der Feuchttemperatur eine Aufteilung erfolgen. Dieser Ansatz ist nach Steinacker (1983) klarer definierbar.

Nach Schulla (1997) kann der Niederschlag nach der Gleichung (6.1) korrigiert werden:

$$P_{\text{kor}} = \begin{cases} P \cdot (a_l + b_l \cdot u) & \text{für Regen} \\ P \cdot (a_s + b_s \cdot u) & \text{für Schnee} \end{cases} \quad (6.1)$$

mit	P_{kor}	korrigierte Niederschlagsintensität	$[\text{mm h}^{-1}]$
	P	beobachtete Niederschlagsintensität	$[\text{mm h}^{-1}]$
	u	Windgeschwindigkeit	$[\text{m s}^{-1}]$
	a_l	Korrekturfaktor für flüssigen Niederschlag	$[-]$
	b_l	Korrekturfaktor für flüssigen Niederschlag (windabh.)	$[\text{s m}^{-1}]$

a_s	Korrekturfaktor für festen Niederschlag	[-]
b_s	Korrekturfaktor für festen Niederschlag (windabh.)	[s m ⁻¹]

Die Werte für Schnee sind im Allgemeinen höher als die Werte für Regen, sodass $a_s > a_l$ und $b_s > b_l$ gilt. Der Grenzwert für die Aufteilung von Regen und Schnee kann als Modellparameter vorgegeben werden. Ferner ist festzulegen, ob sich dieser Grenzwert auf die Temperatur oder die Feuchttemperatur beziehen soll. Eine Plausibilisierung der Werte ist anhand von Literaturwerten (Abschnitt 2.1.1) und vor allem durch kritische Prüfung der Wasserbilanzkomponenten möglich.

6.4.4 Höhengradient des Niederschlags

Neben einem horizontalen Gradienten sind Niederschlagsfelder bedingt durch den orographischen Effekt ebenfalls durch einen vertikalen Gradienten gekennzeichnet (Abschnitt 5.3.4). Die Ermittlung von Gebietsniederschlägen bedarf daher insbesondere im Gebirge einer entsprechenden Berücksichtigung dieses orographischen Effektes. Die Höhengradienten werden hier vereinfacht empirisch nach den Untersuchungen von Thornton et al. (1997) parametrisiert. Dieses Verfahren wurde später von Liston und Elder (2006b) adaptiert:

$$P(z) = P_i \cdot \left[\frac{1 + \chi \cdot (z - z_i)}{1 - \chi \cdot (z - z_i)} \right] \quad (6.2)$$

mit	$P(z)$	Niederschlagsintensität auf der Geländehöhe z	[mm h ⁻¹]
	P_i	interpolierte Niederschlagsintensität auf der Geländehöhe z_i	[mm h ⁻¹]
	z	Geländehöhe, für welche die Berechnung durchgeführt wird	[m]
	z_i	interpolierte Geländehöhe der berücksichtigten Stationen	[m]
	χ	Parameter nach Liston und Elder (2006b)	[m ⁻¹]

Der Parameter χ ist abhängig von der Jahreszeit und schwankt zwischen 0,0002 m⁻¹ im Sommer und 0,00035 m⁻¹ im Winter (Liston und Elder, 2006b). Dieses Verfahren erlaubt eine einfache Schätzung für die Höhenabhängigkeit des Niederschlags.

6.5 Erweiterung des Modellsystems um neue Schneemodelle

6.5.1 Modifikation des Walter-Modells für Stundenwerte

Die in PANTA RHEI implementierte Prozessbeschreibung folgt im Wesentlichen der von Walter et al. (2005) beschriebenen Vorgehensweise (siehe Abschnitt 2.3.4.3). Für eine Simulation mit Stundenschrittweite musste eine Adaption des ursprünglich für Tageswerte konzipierten Modells erfolgen. Die Modifikationen betreffen in erster Linie die Strahlungsbilanz. Im Originalansatz wurde die Globalstrahlung auf Tagesbasis mit Hilfe von Minimum- und Maximumtemperatur geschätzt. Wegen der Schwierigkeit, solche Parametrisierungen für Stundenschrittweite zu übernehmen, wurde beschlossen, auf vorhandene Werte der Globalstrahlung (Beobachtung oder anderes Modell) zurückzugreifen.

Enthalten ist im Originalansatz weiterhin eine Korrektur der Globalstrahlung mit einem einfachen Faktor zur Berücksichtigung von Wäldern. Die Parametrisierung der Albedo, deren Rückgang vom Alter des Schnees abhängig ist, liegt im Originalansatz für einen festen Zeitschritt für $\Delta t = 1 \text{ d}$ vor. Aus diesem Grund wurde der bestehende Rückgang der Albedo durch die Formel nach Rohrer (1992) ersetzt (Gl. 2.16).

Die atmosphärische Gegenstrahlung wird entweder eingelesen (siehe Abschnitt 6.4.1) oder, sofern kein gültiger Wert verfügbar ist, mit Hilfe des Ansatzes nach Izion et al. (2003) bzw. Liston und Elder (2006b) simuliert (Abschnitt A im Anhang). Die übrigen Gleichungen im Originalmodell konnten durch Vorgabe des Stundenzeitschrittes praktisch einfach übernommen werden.

Damit werden gegenüber dem Originalansatz anstelle der Tageswerte von Minimum- und Maximumtemperatur die Stundenwerte der Temperatur sowie die kurz- und langwellige Strahlung als meteorologische Randbedingungen vorgegeben. Für die Luftfeuchtigkeit und die Windgeschwindigkeit werden nach wie vor Annahmen zugrunde gelegt.

Das modifizierte Walter-Modell wurde wegen der umfangreichen Modifikationen zunächst intensiv auf der Punktskala getestet. Die Tests wurden in einer MATLAB-Umgebung auf Grundlage des Datensatzes der Station Col de Porte (1325 m ü. NN) in den französischen Alpen (Morin et al., 2012)⁴⁴ durchgeführt. Die Abbildung 6.3 zeigt die Ergebnisse eines Testlaufes für den Winter 2005/06 auf der Punktskala. Angepasst wurden nur die Parameter für die Albedo aus Gleichung 2.16.

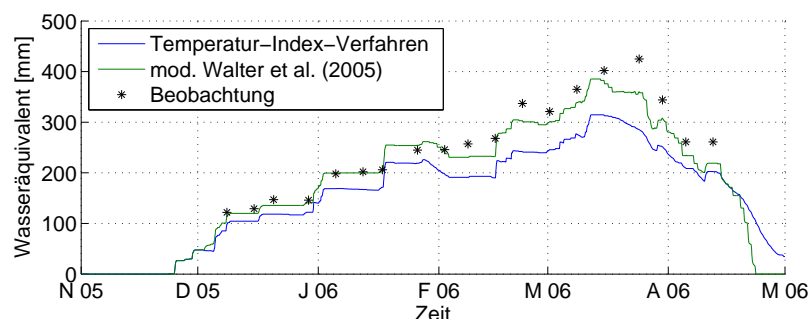


Abb. 6.3: Test des modifizierten Punktskalenmodells des Energiebilanzansatzes nach Walter et al. (2005) auf Basis von Stundenwerten für die Station Col de Porte (1325 m ü. NN) im Winter 2005/06. Das simulierte Wasseräquivalent wird mit Beobachtungen verglichen. Zudem ist noch ein Lauf des Temperatur-Index-Verfahrens dargestellt.

Der Vergleich von simuliertem und beobachtetem Wasseräquivalent der Schneedecke zeigt, dass das modifizierte Walter-Modell plausible Werte liefert. In einem nächsten Schritt wurde dieser modifizierte Energiebilanzansatz nach Walter et al. (2005) in PANTA RHEI unter Berücksichtigung der Schnittstellen im Modellsystem implementiert, sodass je eine Version für die Punkt- und die Einzugsgebietsskala vorliegen. Der o.g. Faktor zur Reduktion der kurzwelligen Strahlung in einem Waldbestand wird in PANTA RHEI aus den Hydrotopenigenschaften ermittelt. Eine Skalierung der aus den Hydrotopwerten erhaltenen Vegetationsbedeckungsgraden ist über einen Modellparameter möglich. Zudem

⁴⁴Diese Quelle enthält eine Internetadresse, über die die Daten kostenlos bezogen werden können.

können die Abklingkonstanten der Albedo für positive und negative Temperaturen als Modellparameter modifiziert werden. Die Parameter des Modells sind in der Tabelle 6.1 zusammengestellt.

Tab. 6.1: Modellparameterliste des modifizierten Energiebilanzansatzes nach [Walter et al. \(2005\)](#). Die Angabe EZG (Einzugsgebiet) kennzeichnet, ob der angegebene Parameter auch auf der Einzugsgebietsskala in PANTA RHEI vom Anwender modifiziert werden kann.

Nr.	Parameter	EZG
1.	Rückgangskonstante Albedo ($T \leq 273,16$ K)	✓
2.	Rückgangskonstante Albedo ($T > 273,16$ K)	✓
3.	Faktor Waldbedeckung (Skalierung des vorgegebenen Hydrotopwertes auf der EZG-Skala)	✓

6.5.2 Utah Energy Balance Model

Das Utah Energy Balance Model (UEB, [Tarboton und Luce, 1996](#)) ist in der Version 2.2 ([Tarboton, 2012](#)) als FORTRAN77-Quelltext verfügbar. Mit Hilfe einer automatischen Quelltextkonvertierung ([f2c, Feldman et al., 1995](#)) wurde der FORTRAN77-Quelltext in C umgewandelt, um in PANTA RHEI integriert werden zu können. Die Implementierung in PANTA RHEI erfolgte durch Programmierung einer Schnittstellenfunktion, welche die Zustandsvariablen von PANTA RHEI und UEB verknüpft und den Aufruf von UEB als Funktion für jeden Zeitschritt und jedes Hydrotop organisiert. Alle in Abschnitt 2.3.4.4 erläuterten Eigenschaften des Schneemodells liegen damit auch auf der Einzugsgebietsskala vor.

Anders als der zuvor beschriebene Ansatz nach [Walter et al. \(2005\)](#) enthält das Utah Energy Balance Modell eine vollständige Beschreibung der Sublimation, sodass die Variable ‚Sublimation‘ im Modellsystem PANTA RHEI bilanziert werden kann und auch Teilflächenmittel gebildet werden können. Diese Mittelwerte für die Teilfläche sowie das Einzugsgebiet bis zum betrachteten Pegel können damit neben den üblichen Variablen zur Kontrolle als Zeitreihe ausgegeben werden.

Die Punktskalenversion des Programms erlaubt es, eine Vielzahl von Modellparametern zu variieren. [Tarboton und Luce \(1996\)](#) listen insgesamt 30 Parameter auf, wobei einige auch als Konstanten im physikalischen Sinne angesehen werden können. Nicht alle diese Parameter werden im Zuge der Modellanwendung angepasst, da die Modellergebnisse nur wenig sensitiv auf deren Änderungen reagieren (siehe Tabelle 6.2).

Bei der Anwendung des Utah Energy Balance Modells und ersten Tests zeigte sich, dass insbesondere die Grenztemperatur (Nr. 1 in Tabelle 6.2), die aerodynamische Rauigkeit der Oberfläche (Nr. 3), die Neuschneealbedo im sichtbaren Wellenlängenbereich (Nr. 7) und der Faktor Waldbedeckung (Nr. 9) den größten Einfluss auf die Ergebnisse haben.

6.5.3 ESCIMO mit Waldschneeprozessen

In PANTA RHEI wurde die Punktversion von ESCIMO mit Waldschneeprozessen ergänzt (einschließlich Flüssigwasserspeicher, vgl. Abschnitt 2.3.4.6). Anders als das Utah

Tab. 6.2: Auszug der Modellparameterliste für das Utah Energy Balance Modell (Tarboton und Luce, 1996). Die Angabe EZG (Einzugsgebiet) kennzeichnet, ob der angegebene Parameter auch auf der Einzugsgebietsskala in PANTA RHEI vom Anwender modifiziert werden kann.

Nr.	Parameter	EZG
1.	Grenztemperatur Regen/Schnee	✓
2.	Temperaturübergangsbereich mit Mischniederschlag	✓
3.	Aerodynamische Rauigkeit der Oberfläche (z_0)	✓
4.	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit der Schneedecke	✓
5.	Thermisch aktive Tiefe des Bodens	
6.	Thermische Leitfähigkeit der Schneeoberfläche	✓
7.	Neuschneeralbedo im sichtbaren Wellenlängenbereich	✓
8.	Neuschneeralbedo im nahen Infrarot	
9.	Faktor Waldbedeckung (Skalierung des vorgegebenen Hydrotopwertes auf der EZG-Skala)	✓

Energy Balance Modell liegt ESCIMO (Strasser et al., 2002; Strasser et al., 2011) nicht in FORTRAN77 sondern in FORTRAN90 vor, sodass das Konvertierungsprogramm f2c nicht angewendet werden konnte. Daher wurde der FORTRAN90-Quelltext vom Verfasser selbst in die Programmiersprache C++ übersetzt. Analog zur Vorgehensweise bei den zuvor genannten Schneemodellen mussten die Schnittstellen zu den Hydrotop- bzw. Teilflächenwerten als Ein- bzw. Ausgaben definiert werden. Zusätzlich wurde beim Schneemodell ESCIMO mit Waldschneeprozessen auch die Füllung des Interzeptions-speichers als Ausgabe programmiert, um die Interzeption von Schnee auch auf der Skala des Einzugsgebietes prüfen zu können.

Gegenüber dem Utah Energy Balance Modell umfasst ESCIMO weniger Parameter zur Kalibrierung, was zum Beispiel durch die einfachere Parametrisierung der turbulenten Wärmeströme in ESCIMO erklärt werden kann. Die Werte in der Tabelle 6.3 ähneln daher den Angaben des einfacheren Modells nach Walter et al. (2005), obwohl ESCIMO eine deutlich umfangreichere Prozessbeschreibung enthält (siehe Abschnitt 2.3.4.6).

Tab. 6.3: Modellparameterliste für ESCIMO mit Waldschneeprozessen. Die Angabe EZG (Einzugsgebiet) kennzeichnet, ob der angegebene Parameter auch auf der Einzugsgebietsskala in PANTA RHEI vom Anwender modifiziert werden kann.

Nr.	Parameter	EZG
1.	Rückgangskonstante Albedo ($T \leq 273,16$ K)	✓
2.	Rückgangskonstante Albedo ($T > 273,16$ K)	✓
3.	Faktor Blattflächenindex (Skalierung des vorgegebenen Hydrotopwertes auf der EZG-Skala)	✓

Im Gegensatz zu den zuvor genannten Energiebilanzansätzen enthält die beschriebene Version von ESCIMO eine deutlich komplexere Abbildung von Schneeprozessen in Wäldern. Wie in Abschnitt 2.3.4 erläutert, baut diese Prozessbeschreibung unter anderem auf dem skalierten Eissphärenmodell und einem physikalisch begründeten Interzeptionsmodell auf, welches in den Arbeiten von Pomeroy et al. (1998), Hedstrom und Pomeroy (1998) sowie Liston und Elder (2006a) beschrieben ist. Der Blattflächenindex ist bei diesen Prozessgleichungen der maßgebende Parameter. Dieser steht, wie bei den Modellen der Evapotranspiration erläutert (Abschnitt 6.3.2), tabellarisch für verschiedene

Landnutzungen zur Verfügung, sodass eine einfache landnutzungsabhängige Simulation möglich ist. Anpassungen des Blattflächenindizes ermöglicht der 3. Parameter in Tabelle 6.3.

6.5.4 Skalierung der Prozessbeschreibung

Die Problematik der Skalenabhängigkeit von Prozessbeschreibungen und deren Parametern wurde in Abschnitt 2.4 näher beschrieben. Wie von Blöschl und Sivapalan (1995) beschrieben, wechseln die dominanten Prozesse bei einem Skalenübergang. Bei der Implementierung der originär auf der Punktskala vorliegenden Schneemodelle wurde davon ausgegangen, dass die Modellphysik in guter Näherung auf der Skala von Hydrotopen einsetzbar ist. Einer Parametrisierung von Verteilungsfunktionen zur Beschreibung der Variabilität innerhalb eines Hydrotops wird dabei nicht Rechnung getragen. Damit sind die in den Tabellen 6.1, 6.2 sowie 6.3 aufgelisteten Parameter auf der Skala eines Einzugsgebietes Effektivparameter. Ihre Optimierung kann damit stets Unsicherheiten hinsichtlich der unbekannten Heterogenität innerhalb der Elementarflächen (hier: Hydrotope) enthalten. Dadurch können Abweichungen zu den für die Punktskala ermittelten Parameterwerten auftreten.

Da in dieser Arbeit der Schwerpunkt auf den Skalenunsicherheiten hinsichtlich der Eingangsdaten (meteorologische Randbedingungen) liegt, wird die Subgrid-Variabilität (siehe Abschnitt 2.4) in den Elementarflächen und die damit verbundenen Unsicherheiten nicht näher untersucht.

6.6 Kopplung an ARW

Die Kopplung atmosphärischer und hydrologischer Modelle kann über zwei Wege erfolgen. Der erste Weg entspricht der deutlich aufwendigeren aktiven Kopplung. Diese setzt eine enge Wechselwirkung der einzelnen Modelle voraus. Dabei erfolgt die Übergabe von Zustandsgrößen in beide Richtungen. Anstelle der doppelten Berücksichtigung (mit zum Teil erheblichen Unterschieden in der Detaillierung) gibt es ein zentrales Landoberflächenmodell (Benoit et al., 2000), das zugleich den Anforderungen beider Modelltypen gerecht werden muss.

Die in der Literatur beschriebenen Modellkopplungen sind dagegen meistens passiv (Benoit et al., 2000; Jasper und Kaufmann, 2003). Bei dieser losen Kopplung werden die meteorologischen Zustandsgrößen des atmosphärischen Modells an das hydrologische Modell übergeben. Eine Rückkopplung findet dabei nicht statt. Diese Art der Kopplung ist relativ einfach umzusetzen, da beide Modelltypen auf unterschiedlichen Computerplattformen laufen können und es ‚nur‘ einer Datenkonvertierung bedarf.

Für die vorliegende Fragestellung wurde eine passive Kopplung von ARW und PANTA RHEI realisiert. Die meteorologischen Felder aus dem Modell ARW wurden für den Zeitschritt $\Delta t = 1$ h als platzsparende Rasterdateien im Binärformat (1 Rasterzelle wird durch jeweils 2 Bytes repräsentiert) aufbereitet. Somit liegt für jeden Zeitschritt und

jede meteorologische Zustandsgröße jeweils eine Rasterdatei vor. Gemäß der passiven Kopplung verwendet jedes der beiden Modelle seine eigenen Prozessbeschreibungen für Landoberflächen, wenngleich dabei eine doppelte Betrachtung der Prozesse in Kauf genommen wird. Zustandsgrößen aus PANTA RHEI werden nicht an das Modell ARW zurückgegeben.

Tabelle 6.4 stellt die für die Untersuchungen dieser Arbeit betrachteten meteorologischen Zustandsgrößen sowie deren Einheiten in ARW und PANTA RHEI zusammen. Dabei werden auch die für die Modellkopplung notwendigen Umrechnungen dargelegt, welche für jede Rasterzelle und jeden Zeitschritt durchgeführt werden müssen. ARW gibt seine Zustandsgrößen in dem in der Meteorologie sehr verbreiteten netCDF-Format aus. Hingegen werden für PANTA RHEI Rasterkarten der meteorologischen Größen im Stundenzeitschritt benötigt, welche auch der Kartenprojektion des Projektgebietes vorzugeben sind. Hierfür werden zunächst alle benötigten Felder von der Lambert-Projektion des atmosphärischen Modells in eine Gauß-Krüger-Projektion transformiert, wie sie im Untersuchungsgebiet vorliegt. Anschließend erfolgt eine Umrechnung der meteorologischen Zustandsgrößen. Während manche Umrechnungen relativ einfach sind, wie etwa für die Temperatur, werden für die Umrechnung der spezifischen Feuchte in die relative Feuchte auch die Temperatur und der Luftdruck benötigt. Die Niederschlagssummenlinie wird in Form von Niederschlagsintensitäten ausgegeben. Ferner müssen die als Vektoren vorliegenden Windgeschwindigkeiten in den Betrag der Windgeschwindigkeit umgerechnet werden. Nur die Strahlungskomponenten bedürfen keiner gesonderten Betrachtung, da beide Modelle die gleiche Einheit verwenden.

Das Wasseräquivalent der Schneedecke wird optional eingelesen, um anstelle der internen Berechnungsprozeduren in PANTA RHEI externe Modelle für Schneeprozesse verwenden zu können. Wie es aus der Tabelle 6.4 hervorgeht, kann das Wasseräquivalent aus ARW in kg m^{-2} direkt übernommen werden.

Für diese Arbeit wurde für die Konvertierung der netCDF-Dateien ein Skript in der Programmiersprache Python erstellt, welches auf ArcGIS-Scripting aufbaut. Die dafür benötigten Funktionen umfassen im Wesentlichen die Werkzeuge der „Multi-

Tab. 6.4: Zusammenstellung meteorologischer Variablen sowie deren Einheiten in ARW und PANTA RHEI. Das Wasseräquivalent der Schneedecke ist optional und wird nur ausgewertet, wenn z.B. die Schneemodellierung aus dem Landoberflächenmodell in ARW anstelle der Berechnungsprozeduren von PANTA RHEI verwendet werden soll.

ARW (netCDF-Datei $\Delta t = 1 \text{ h}$)	PANTA RHEI (Binär-Raster-Datei $\Delta t = 1 \text{ h}$)
Niederschlagssumme [mm]	Niederschlagsintensität [mm]
Temperatur 2 m [K]	} Temperatur 2 m [°C] relative Luftfeuchte [%]
spezifische Feuchte 2 m [kg kg^{-1}]	
nicht reduzierter Luftdruck [Pa]	} kurzwellige Strahlung [W m^{-2}] atmosphärische Gegenstrahlung [W m^{-2}]
kurzwellige Strahlung [W m^{-2}]	
atmosphärische Gegenstrahlung [W m^{-2}]	} Betrag der Windgeschwindigkeit [m s^{-1}]
Windgeschwindigkeit \vec{u} 10 m [m s^{-1}]	
Windgeschwindigkeit \vec{v} 10 m [m s^{-1}]	} Wasseräquivalent der Schneedecke [kg m^{-2}]
Wasseräquivalent der Schneedecke [kg m^{-2}]	

Dimension-Tools' (Verarbeiten von netCDF-Dateien) sowie der 'Spatial-Analyst-Toolbox' (Berechnungen auf Rasterbasis).

6.7 Abbildung des Einzugsgebiets der Sieber in PANTA RHEI

Ein bestehendes Einzugsgebietsmodell der Sieber stand dem Verfasser als PANTA RHEI-Projekt für die vorliegende Arbeit zur Verfügung. Dieses hydrologische Modell der Sieber entstand im Zuge der Bearbeitung des Projekts „KliBiW“ („Globaler Klimawandel - Wasserwirtschaftliche Folgen für das Binnenland“) an der Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz des Leichtweiß-Instituts an der Technischen Universität Braunschweig. Das Projekt KliBiW wurde durch das Niedersächsische Ministerium für Umwelt, Energie und Klimaschutz gefördert (Hölscher et al., 2012).

Die Untergliederung des Einzugsgebietes lag in der in Abbildung 4.3a auf Seite 90 gezeigten Aufteilung in Teilflächen vor. Mit 73 Teilflächen auf 44,4 km² beträgt die mittlere Teilflächengröße ca. 0,6 km². Die Ab- und Zuleitungen durch die historische Wasserwirtschaft wurden im Aufbau bereits berücksichtigt. Wie aus der Abbildung 4.3a hervorgeht, sind die Teilflächen entlang des Clausthaler Flutgrabens und des Sonnenberger Grabens unterteilt, sodass die Ableitungen in das Odergebiet realistisch im Modell erfasst werden. Die bezogen auf den Mittelwasserabfluss der Sieber bis zum Pegel Pionierbrücke nicht unerheblichen Zuleitungen des Sieberstollens wurden im vorliegenden Modell anhand langjähriger Mittelwerte als Zufluss im Modell nachgebildet. Dabei fanden auch die innerjährlichen Schwankungen des Durchflusses unter Zuhilfenahme von langjährigen Mittelwerten für das Winter- und das Sommerhalbjahr Berücksichtigung.

Für die vorliegende Aufgabenstellung wurden die Hydrotöpfe für die Teilflächen neu aufgebaut. Bei diesen Bearbeitungsschritten erfolgte ein Austausch des ATKIS-Datensatzes durch Verwendung der in Abschnitt 4.2 beschriebenen Landnutzungsklassifikation aus den Landsat-Daten, um auch unterschiedlichen Bestandsdichten der Waldflächen Rechnung zu tragen. Zudem wurden neben der Geländehöhe weitere Eigenschaften, wie Exposition und Hangneigung, für die Hydrotöpfe berechnet.

7 Ergebnisse und Diskussion

7.1 Ableitung der meteorologischen Felder

In diesem Abschnitt werden die simulierten meteorologischen Felder mit den entsprechenden Zeitreihen aus Stationsbeobachtungen verglichen. Es wird dabei angenommen, dass Punktbeobachtungen einer Messstation mit der sie umgebenden Gitterzelle direkt vergleichbar sind. Auf die damit verbundenen Skalenprobleme wurde bereits in Abschnitt 2.4 eingegangen. Es wird im Rahmen dieser Auswertung davon ausgegangen, dass ein direkter Vergleich zur Einschätzung der Modellgüte zulässig ist.

Dieser Vergleich wird hier mit einfachen Ansätzen der Zeitreihenstatistik durchgeführt. Dabei werden statistische Maßzahlen zur Bewertung herangezogen, wie zum Beispiel der Korrelationskoeffizient oder RMSE (root mean square error). Um systematische Abweichungen durch Phasenverschiebung oder unterschiedliche Streumaße differenziert auswerten zu können, wird in dieser Arbeit auf das sogenannte Taylor-Diagramm⁴⁵ zurückgegriffen. Eine kurze Erläuterung zu diesem Diagrammtyp sowie den zuvor genannten statistischen Kenngrößen ist in Abschnitt D im Anhang zu finden.

Bei der Untersuchung verschiedener Modellkonfigurationen wird zunächst auf den Einfluss der Lage der Randbedingungen eingegangen, bevor die Wirkung unterschiedlicher Downscaling-Verfahren und Prozessbeschreibungen untersucht wird.

7.1.1 Einfluss der seitlichen Ränder

Wie von Warner (2011) allgemein gefordert, soll zunächst eine kurze Untersuchung vorangestellt werden, um den Einfluss der Lage der seitlichen Randbedingungen auf die Ergebnisse einschätzen zu können. Das in Abbildung 5.4 auf Seite 123 gezeigte Modellgitter wurde dazu in einer separaten Aufbereitung der Daten mit Hilfe der Programme aus WPS mit einer deutlich größeren räumlichen Ausdehnung konfiguriert (vgl. Abbildung 7.1, Tabelle 7.1). Auf Grundlage einer definierten Grundeinstellung sollen hier Modellläufe mit beiden Modellgeometrien ausgewertet werden. Werden auf Grundlage der unterschiedlich aufgebauten Modellgeometrien plausible Ergebnisse erzielt, die darüber hinaus im Idealfall kaum voneinander abweichen, kann von einem stabilen Modellaufbau ausgegangen werden.

Abbildung 7.1a entspricht in vereinfachter Darstellung dem Modellgitter der Abbildung 5.4 aus Abschnitt 5.4. Hingegen zeigt Abbildung 7.1b eine Erweiterung des ersten

⁴⁵Dieser in Taylor (2001) vorgeschlagene und ebenda auch sehr detailliert beschriebene Diagrammtyp ist gut geeignet, um die statistischen Kenngrößen (hier: Standardabweichungen, RMSE und Korrelationskoeffizient) verschiedener Zeitreihen in Relation zu einem Referenzdatensatz zu visualisieren. Anhand der Ordinate und Abszisse können die Standardabweichungen abgelesen werden. Die konzentrischen Isolinien repräsentieren den RMSE (bezogen auf die Beobachtung; für diese gilt $RMSE=0$). Bedingt durch die Analogie der genannten Kenngrößen zum Kosinussatz kann der Korrelationskoeffizient aus dem Winkel zwischen Beobachtung und dem entsprechenden Vergleichspunkt ermittelt werden. Beim RMSE handelt es sich um den sogenannten „central pattern“-RMSE, welcher um die Mittelwerte beider Zeitreihen korrigiert wird (Taylor, 2001).

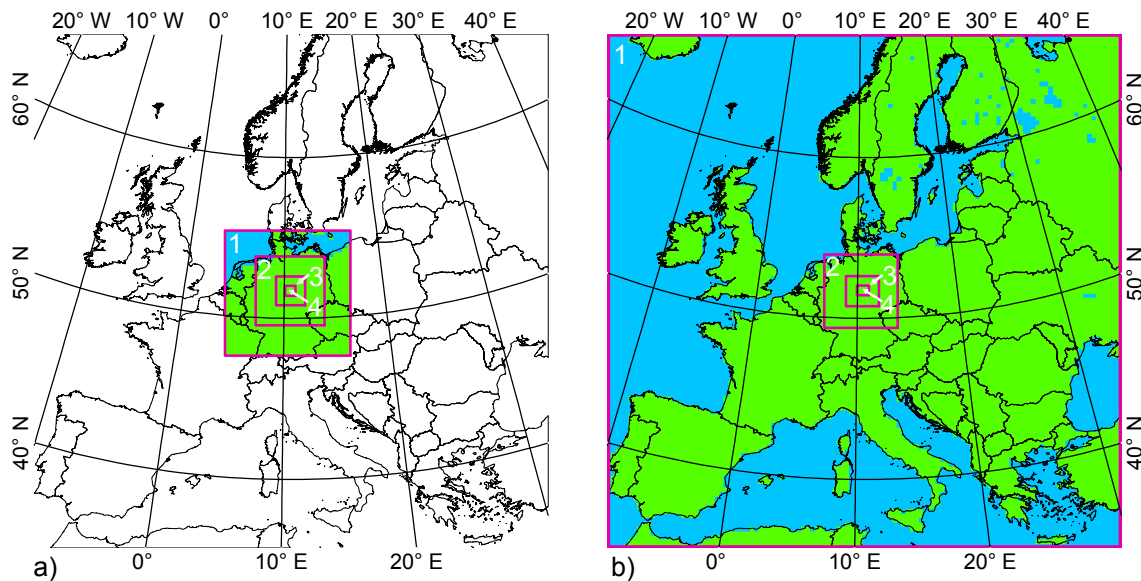


Abb. 7.1: a) Standardeinstellung und b) erweitertes Modellgitter. Beide Konfigurationen unterscheiden sich hinsichtlich der Ausdehnung des ersten Nests. Bei der Standardeinstellung wird nur Mitteleuropa abgedeckt, wohingegen das erweiterte Modellgitter wesentliche Teile des europäischen Festlands umfasst. Die Nester 2 bis 4 sind in etwa gleich aufgebaut.

Nests, welche sich weit über die zuvor gewählte Ausdehnung erstreckt. Wie es aus Tabelle 7.1 hervorgeht, ist die Fläche des ersten Nests im erweiterten Modellgitter 16x größer als die des Standardmodellgitters. Das Standardmodellgitter enthält 19% Wasserflächen, wohingegen beim erweiterten Gitter 46% der Fläche von Wasser bedeckt sind. Wie in Kapitel 5 erläutert, können keine Meeresströmungen abgebildet werden. Um dennoch eine möglichst realistische Abbildung der Prozesse zu ermöglichen, wurden Meeresoberflächentemperaturen zusätzlich als Randbedingungen interpoliert. Da diese zusätzlichen Randbedingungen einen Effekt bei unterschiedlich großen Wasserflächen auf die Ergebnisse haben können, enthalten die nachfolgenden Betrachtungen jeweils einen Simulationslauf mit und ohne Meeresoberflächentemperaturen.

Tab. 7.1: Größe der Nester aus Abbildung 7.1 als n -Faches der räumlichen Auflösung.

Nr.	Standard		erweitert		Auflösung $\Delta x = \Delta y$
	n_x	n_y	n_x	n_y	
1.	30	30	120	120	30,0 km
2.	49	49	52	52	10,0 km
3.	61	61	70	64	3,3 km
4.	64	64	76	61	1,1 km

Um eine einfache Einschätzung des Einflusses der seitlichen Ränder auf die Ergebnisse zu erhalten, werden die genannten Simulationsläufe anhand der für die Station Brocken (WEWA, 1141 m ü. NN) simulierten Temperaturen verglichen. Für beide Modellgeometrien enthält Abbildung 7.2 je ein Diagramm. Die Temperatur an der Station Brocken kann durch das Standardmodellgitter relativ gut wiedergegeben werden. Sowohl die Simulation mit als auch ohne Meeresoberflächentemperaturen weisen jeweils eine gute

Übereinstimmung mit den Beobachtungen auf (Abbildung 7.2a).

Hingegen zeigt sich beim Vergleich mit Abbildung 7.2b, dass diese Feststellung nicht gleichermaßen für das erweiterte Modellgitter gilt. Hier ist die Simulation ohne Meeresoberflächentemperaturen systematisch durch höhere Lufttemperaturen an der Station Brocken gekennzeichnet. Die zusätzliche Verwendung der Meeresoberflächentemperaturen hat bei dieser Modellgeometrie einen deutlich größeren Effekt auf die simulierten Temperaturen als im Falle des Standardmodellgitters.

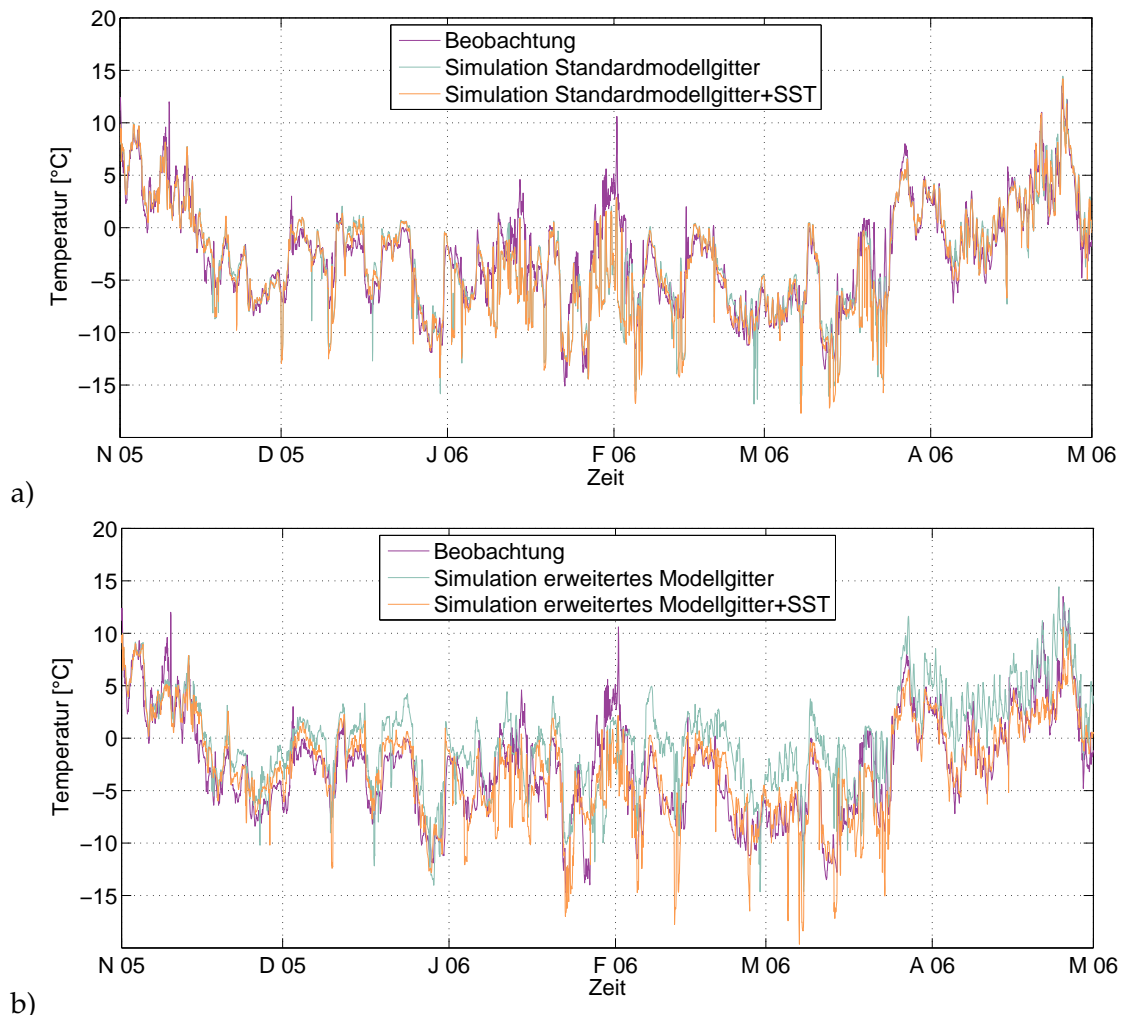


Abb. 7.2: Zeitreihenvergleich der beobachteten und mit verschiedenen Modellgeometrien simulierten Temperaturen für die Station Brocken (WEWA, 1141 m ü. NN). a) Standardmodellgitter, b) erweitertes Modellgitter. Die Abkürzung „+SST“ kennzeichnet, ob zusätzlich Meeresoberflächentemperaturen (sea surface temperature) zu Grunde gelegt worden sind.

Die statistischen Eigenschaften der Temperaturzeitreihen aus den vier Rechenläufen und aus der Beobachtung sind in Abbildung 7.3 zusammengestellt. Da der RMSE im Taylordiagramm um die Mittelwerte korrigiert ist, sind die Durchschnittstemperaturen für den Winter 2005/06 für alle Zeitreihen in Klammern angegeben. Die grundsätzliche Variabilität der Temperaturen an der Station Brocken spiegelt sich auch in den Rechenläufen wider. Die Standardabweichungen entsprechen in etwa dem Wert der Beobachtung von rund 5 K. Die Korrelationen sind bei dem Standardmodellgitter etwas höher als

beim erweiterten Modellgitter. Werden bei den Simulationen Meeresoberflächentemperaturen verwendet, verbessert sich zudem die Korrelation und der RMSE für beide Modellgeometrien.

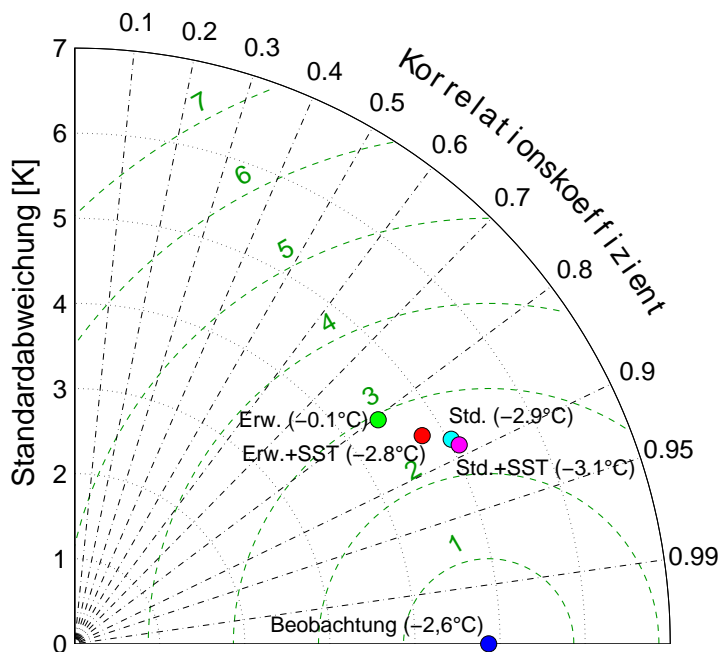


Abb. 7.3: Statistische Auswertung der Temperaturzeitreihen auf Grundlage verschiedener Modellgeometrien in einem Taylor-Diagramm (Std.=Standardmodellgitter, Erw.=erweitertes Modellgitter). Verglichen werden die Zeitreihen der Station Brocken (WEWA, 1141 m ü. NN) aus Abbildung 7.2. +SST bedeutet, dass Meeresoberflächentemperaturen verwendet wurden. Die Durchschnittstemperaturen der Zeitreihen sind in Klammern angegeben.

Die Verbesserung der statistischen Kenngrößen durch die Verwendung der Meeresoberflächentemperaturen ist beim erweiterten Modellgitter ausgeprägter. Vergleicht man die Mittelwerte der Temperaturen, wird deutlich, dass die Meeresoberflächentemperaturen bei dieser Konfiguration zu einer erheblichen Verbesserung beitragen. Die beobachtete Mitteltemperatur von $-2,6\text{ °C}$ wird von dem Lauf mit Meeresoberflächentemperaturen deutlich besser wiedergegeben als mit dem Lauf ohne Verwendung dieser Daten, welcher mit $-0,1\text{ °C}$ die Beobachtung um etwa 2,5 K überschreitet. Die Simulationen mit dem Standardmodellgitter weisen hingegen zu geringe Temperaturen auf.

Neben der Temperatur soll auch kurz auf die simulierten Niederschläge eingegangen werden. Dazu wurden die arithmetischen Gebietsmittel des Niederschlags der o.g. Simulationsläufe verglichen (siehe auch Abschnitt 7.1.3). Grundlage der arithmetischen Mittelwertbildung sind die Zeitreihen der in Tabelle 4.1 aufgelisteten Niederschlagsstationen im Harz für den Winter 2005/06. Die Berechnung des Gebietsniederschlags der Simulationsläufe ist auf dem gleichen Weg durchgeführt worden. Dabei wurde jeweils die für jede Station korrespondierende Gitterzelle ausgewertet, sodass ein direkter Vergleich ermöglicht wird (Abbildung 7.4).

Um einen schnellen Überblick zu ermöglichen, sind die Niederschläge hier als Sum-

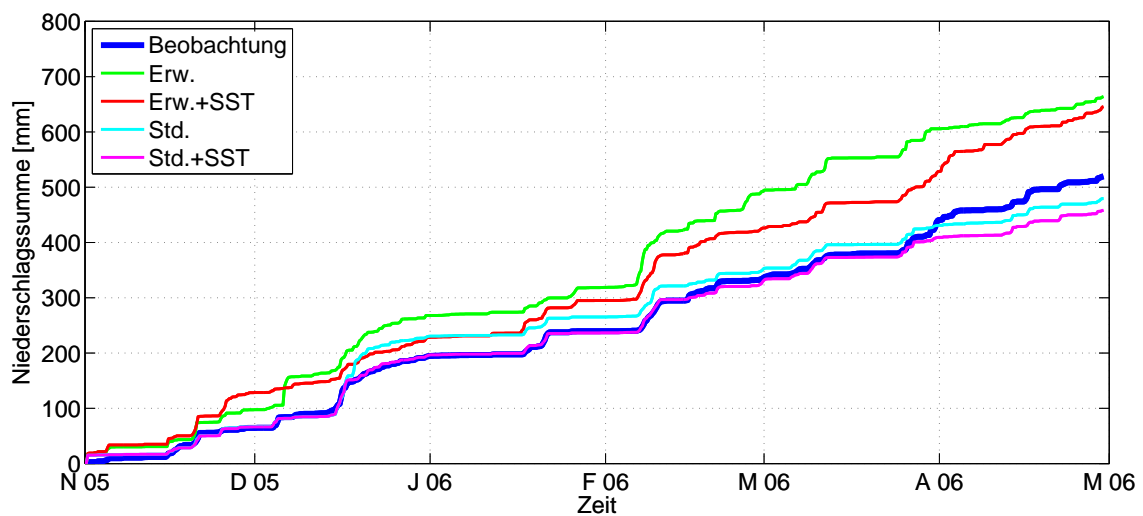


Abb. 7.4: Zeitreihenvergleich der beobachteten und mit verschiedenen Modellgeometrien simulierten arithmetischen Gebietsniederschläge. Die Abkürzung „SST“ kennzeichnet, ob zusätzlich Meeresoberflächentemperaturen zu Grunde gelegt worden sind.

menlinien dargestellt. So können die Intensitäten einerseits und die Gesamtsumme andererseits verglichen werden. Alle Simulationsläufe zeigen ein einheitliches Bild. Die Niederschlagsverhältnisse des Winters 2005/06 werden relativ gut wiedergegeben. Auf Grundlage dieser Läufe weisen die mit dem erweiterten Modellgitter durchgeführten Simulationsläufe höhere Gebietsniederschläge auf.

Die Niederschlagsintensitäten werden im nachfolgenden Taylor-Diagramm (Abbildung 7.5) in aggregierter Form verglichen. Die Zeitreihenstatistik basiert auf einem sechsstündigen Zeitfenster, welches dem Zeitschritt der Eingangsdaten entspricht. Anders als bei den Niederschlagssummen sind bei der statistischen Auswertung der Niederschlagsintensitäten größere Abweichungen zwischen den einzelnen Simulationsläufen zu verzeichnen. Die ermittelten Korrelationskoeffizienten der dargestellten Simulationsläufe reichen von 0,35 bis 0,65. Der um den Mittelwert korrigierte RMSE spannt einen Wertebereich von 1,25 bis 2,5 mm/6h auf. Somit ist das Maximum dieser Kenngröße doppelt so groß wie das Minimum.

Die Simulationsläufe bilden bei der Variablen Niederschlag die gleiche Reihenfolge wie im Falle der Temperatur. Mit der erweiterten Modellgeometrie ohne Meeresoberflächentemperaturen wird die geringste Modellgüte erzielt. Ein Korrelationskoeffizient von 0,35 sowie der relativ hohe RMSE belegen diese Aussage. Die übrigen drei Läufe weisen ähnliche statistische Kenngrößen auf, wobei der Simulationslauf auf Grundlage der Standardmodellgeometrie und Meeresoberflächentemperaturen die beste Anpassung hinsichtlich der Niederschlagsintensitäten darstellt.

Auf Grundlage dieser Ergebnisse kann festgestellt werden, dass die beiden Modellgeometrien aus Abbildung 7.1 plausible Ergebnisse liefern, obwohl Unterschiede in den simulierten meteorologischen Feldern existieren. Negative Auswirkungen, welche in Verbindung mit der Lage der seitlichen Randbedingungen stehen können, konnten bei

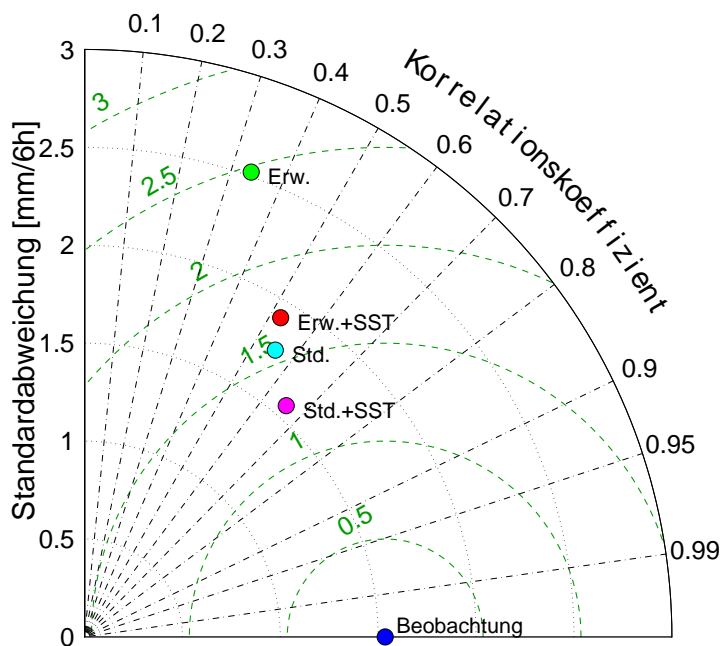


Abb. 7.5: Statistische Auswertung der Niederschlagszeitreihen auf Grundlage verschiedener Modellgeometrien in einem Taylor-Diagramm (Std.=Standardmodellgitter, Erw.=erweitertes Modellgitter). Verglichen werden die Zeitreihen des arithmetischen Gebietsniederschlags aus Abbildung 7.4. +SST bedeutet, dass Meeresoberflächentemperaturen verwendet wurden.

den Testläufen nicht festgestellt werden. Eine pauschale Aussage, ob eine der Geometrien geeigneter ist, kann an dieser Stelle nicht mit Sicherheit getroffen werden. Es wird daher angenommen, dass mit beiden Konfigurationen plausible Ergebnisse mit ARW erzielt werden können. Im Folgenden wurden daher mit dem kleineren Standardmodellgitter aus Abschnitt 5.4 weitere Simulationen durchgeführt. Dadurch konnten Simulationszeiten und das Datenaufkommen bei den Ergebnissen reduziert werden.

7.1.2 Testläufe mit ARW zur Ermittlung einer geeigneten Konfiguration

Wie es aus den Ausführungen des Kapitels 5 hervorgeht, existieren zahlreiche Möglichkeiten, das Modell ARW im Hinblick auf die zahlreichen Parametrisierungsoptionen zu konfigurieren. Die kurze Übersicht der verfügbaren Literatur zeigt, dass einige Ansätze bewährter sind als andere. Auf dieser Literaturübersicht aufbauend, wurden die folgenden Aspekte zur Ableitung der meteorologischen Felder berücksichtigt:

- **Downscaling-Methode:** Neben einer einfachen Langzeitsimulation können auch Four-Dimensional Data Assimilation (FDDA) sowie eine Re-Initialisierung angewendet werden, um Abweichungen zwischen Modell und Analysedaten im Modellgebiet besser Rechnung zu tragen. In dieser Arbeit werden beide Ansätze erprobt, wobei die Konfigurationen mit FDDA unter Ausschluss der atmosphärischen Grenzschicht definiert worden sind, so wie es von Lo et al. (2008) beschrieben ist. Die Re-Initialisierung sieht einzelne Rechenläufe von jeweils 36 Stunden vor.

Jeder Lauf beginnt 12 Stunden vor dem Ende des vorangegangenen Laufs, wobei jeweils die ersten 12 Stunden verworfen werden. Diese Vorgehensweise wird von [Maussion et al. \(2011\)](#) vorgeschlagen.

- **Parametrisierung der Wolkenmikrophysik:** Eine Übersicht über verschiedene Ansätze zur Beschreibung der Wolkenmikrophysik ist in Abschnitt 5.3.4 gegeben. Dabei wird auf die berücksichtigten Hydrometeorklassen sowie die Anzahl der Momente zur Beschreibung der Größenverteilungen jeder dieser Klassen eingegangen.
- **Parametrisierung der Landoberflächenprozesse:** Gerade im Hinblick auf die Abbildung von Schneeprozessen weisen vorhandene Parametrisierungen erhebliche Unterschiede auf.

Eine umfassende Untersuchung der Einflüsse dieser unterschiedlichen Aspekte bei der Konfiguration von ARW konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht geleistet werden. Ein Schwerpunkt bei der Auswahl der durchzuführenden Läufe war es, den Einfluss der unterschiedlichen Konfiguration auf die Niederschlagsbildung zu untersuchen. Als Basis für diese Simulationen wurde die Konfiguration gemäß Tabelle 5.2 gewählt. Wie aus der kurzen Zusammenstellung hervorgeht, wurden bei der Wolkenmikrophysik und bei den Landoberflächenprozessen verschiedene Parametrisierungen in Betracht gezogen. Der Einfluss der Wolkenmikrophysik auf die Niederschlagssimulation wird in Abschnitt 7.1.3 beschrieben. Dabei wird auch auf verschiedene Downscaling-Methoden eingegangen.

Die Auswahl der Landoberflächenparametrisierung wurde in einem ersten Schritt untersucht. Dass diese einen großen Einfluss auf das Wasseräquivalent der Schneedecke haben kann, zeigt Abbildung 7.6 jeweils für die Gitterpunkte, welche den Stationen Schierke (609 m ü. NN) und Brocken (WEWA, 1141 m ü. NN) am nächsten liegen. Dargestellt sind die Simulationsergebnisse für Niederschlag und Wasseräquivalent einschließlich der entsprechenden Beobachtungen an der Station. Zunächst ist erkennbar, dass die Niederschläge für die Station Schierke relativ gut rekonstruiert werden, wohingegen sie auf dem Brocken sehr stark unterschätzt werden. Bemerkenswert ist, dass das Wasseräquivalent der Schneedecke auf dem Brocken zeitweise die beobachteten Niederschläge übertrifft. Eine mögliche Ursache ist die hier nicht angewendete Niederschlagskorrektur, welche für den windexponierten Berg einen erheblichen Betrag repräsentieren dürfte. Zu beachten ist hier, dass die Station auf dem Brocken durch das Modell mit 1,1 km räumlicher Auflösung topographisch nur näherungsweise erfasst werden kann.

Im Falle der Station Schierke erhält man mit dem Noah-MP-Modell eine gute Abbildung der Schneedecke. Hingegen wird das Wasseräquivalent durch das Noah-LSM stark unterschätzt. Die Unterschätzung der Schneebedeckung durch das Noah-LSM wird auch vielfach in der Literatur berichtet ([Livneh et al., 2010](#); [Wang et al., 2010](#); [Pavelsky et al., 2011](#)). Für die Station Brocken lässt sich diese Tendenz beider Modelle gleichermaßen erkennen, wobei die zu geringen simulierten Niederschläge keine realistische Simulation des Wasseräquivalents erlauben.

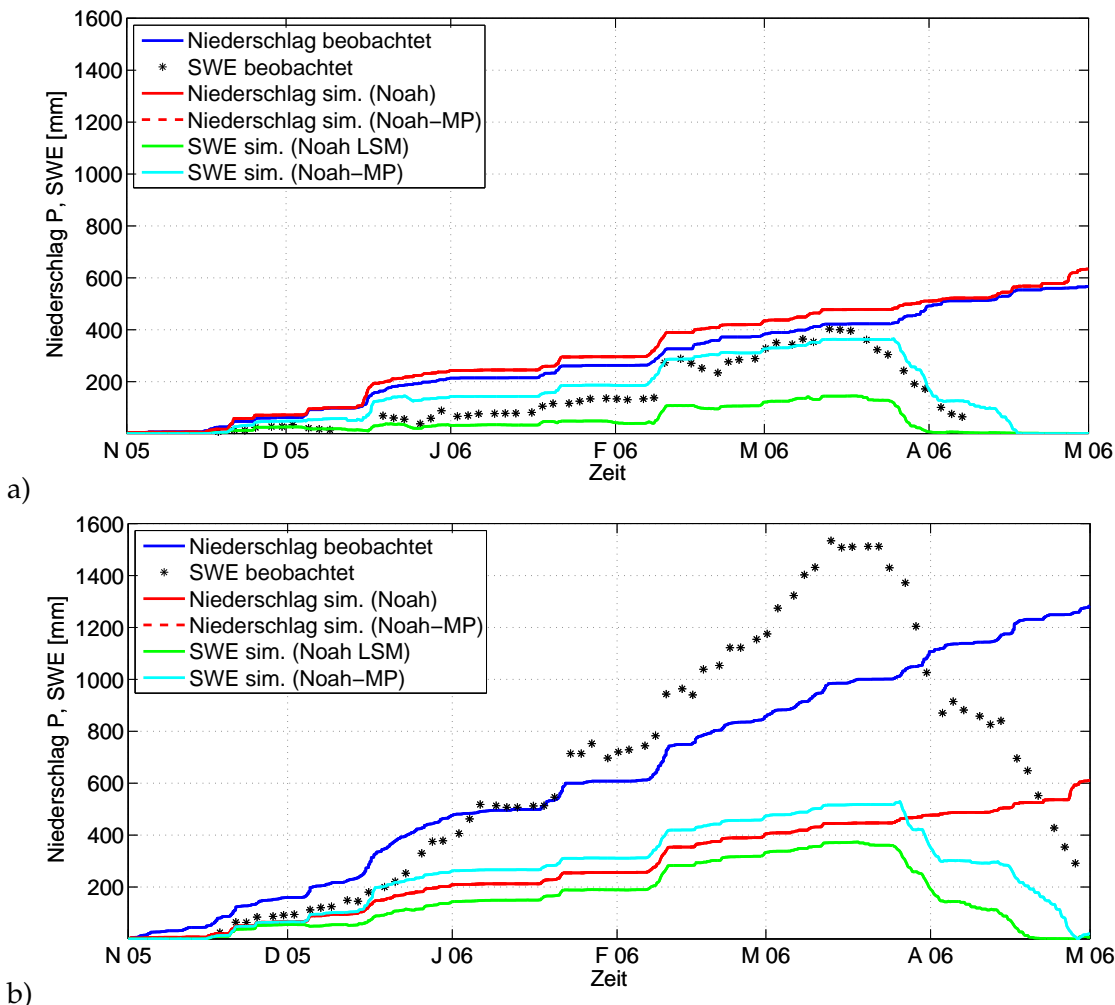


Abb. 7.6: Zeitreihenvergleich von simuliertem und beobachtetem Niederschlag und Wasseräquivalent (SWE) für die Landoberflächenparametrisierungen Noah-LSM und Noah-MP an den Stationen a) Schierke (609 m ü. NN) und b) Brocken (WEWA, 1141 m ü. NN). Die Niederschlagssummen liegen jeweils für beide Parametrisierungen übereinander, sodass der gezeigte Wechsel der Landoberflächenparametrisierung in diesem Fall kaum Einfluss auf die Niederschlagsbildung hat. Konfiguration: Morrison Double Moment Microphysics mit FDDA.

Trotz der deutlich besseren Simulationen der Schneeprozesse durch das Noah-MP-Modell zeigten sich im Laufe der Bearbeitung Schwächen bei dieser Parametrisierung in der vorliegenden Version 3.4.0 von ARW. Ohne erkennbaren Zusammenhang bei der Betrachtung von Ort und Zeit des Auftretens sind in den Ergebnissen des Noah-MP-Modells unplausible Werte der spezifischen Feuchte enthalten. Zum Teil sind sogar negative Werte simuliert worden, die physikalisch nicht möglich sind. Abbildung 7.7 veranschaulicht diese fehlerhaften Berechnungen anhand eines Zeitreihenvergleichs mit Beobachtungen und einer Vergleichssimulation auf Grundlage des Noah-LSM.

Es fällt auf, dass das Noah-MP-Modell am 20. und 21. November 2005 unrealistische Werte liefert. Interessanterweise folgt das Modell im Anschluss daran wieder dem Verlauf der Beobachtung. Diese Defizite wurden erst nach einer ganzen Reihe von Rechenläufen aufgedeckt. Alle Simulationen zur Ermittlung der Sensitivität der Konfigurationsauswahl auf die Niederschlagsbildung wurden auf der Basis des Noah-MP-Modells durchgeführt

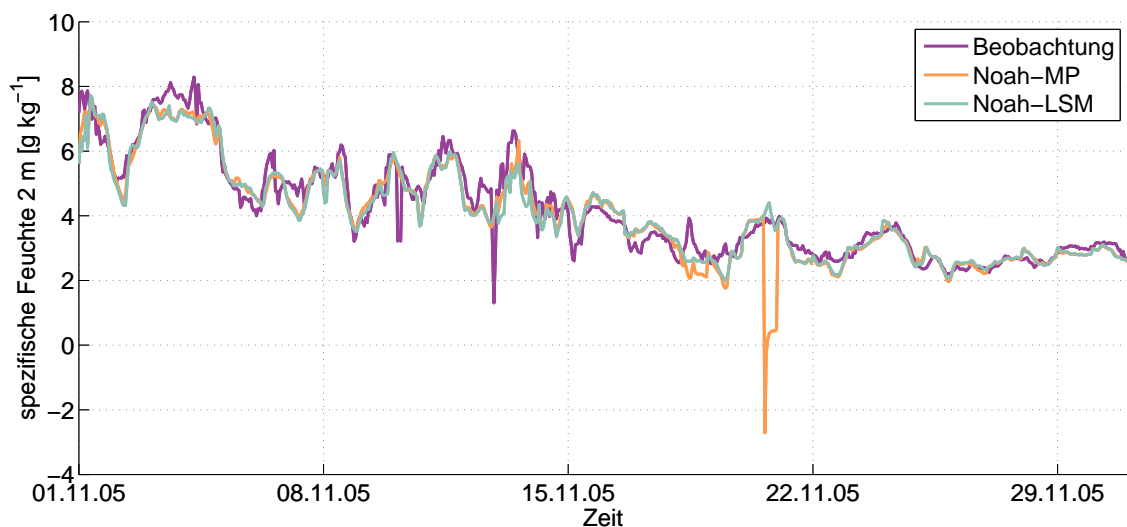


Abb. 7.7: Vergleich der simulierten und beobachteten spezifischen Feuchte für die Station Brocken (WEWA, 1141 m ü.NN) im November 2005. Verglichen werden die Zeitreihen von Beobachtung, Noah-MP und Noah-LSM. Beide Modelle geben die Beobachtung prinzipiell gut wieder. Am 20. und 21. November wurden vom Noah-MP-Modell unplausible Werte berechnet. Simulation mit Thompson Graupel Scheme und laufender Re-Initialisierung von ARW.

(Abschnitt 7.1.3).

Die gewählte Landoberflächenparametrisierung scheint in den hier skizzierten Konfigurationen nur einen geringen Einfluss auf die Niederschlagssimulationen zu haben. Dies belegen zum Beispiel auch die nahezu identischen Summenlinien des Niederschlags in Abbildung 7.6. Eine mögliche Erklärung für die fehlende Rückkopplung könnte darin begründet liegen, dass die spezifische Feuchte 2 m nur für den Zweck der Ergebnisausgabe diagnostisch berechnet wird und in weiteren Berechnungen keine Berücksichtigung findet. Dieser Aspekt wurde nicht weiter untersucht.

Wegen des geringen Einflusses auf die Niederschlagsbildung wurde im Zuge der Bearbeitung festgelegt, die auf Basis des Noah-MP-Modells durchgeführten Rechenläufe für die Ermittlung einer geeigneten Mikrophysikparametrisierung nicht zu verwerfen.

7.1.3 Niederschlag

Die hohe Variabilität des Niederschlags in Raum und Zeit erschwert eine umfassende Überprüfung von Modellergebnissen, wie es das folgende Zitat von [Stauffer und Seaman \(1990\)](#) verdeutlicht:

„A detailed precipitation verification is especially valuable since rainfall is the result of many complex synoptic-scale and mesoscale physical processes and is usually characterized by small-scale variability, which makes it much more difficult to simulate accurately than the other variables.“

Für hydrologische Fragestellungen ist die Aussage, ob an einem bestimmten Ort zu einer bestimmten Zeit Niederschlag auftritt, nicht ausreichend. Die korrekte Abbildung der Niederschlagsintensität in Raum und Zeit ist zusätzlich zu gewährleisten.

In der numerischen Wettervorhersage werden im Wesentlichen Niederschlagsgebiete validiert und es wird dabei ein bestimmter Grenzwert der Niederschlagsintensität vorgegeben. Solche Validierungsansätze sind detailliert bei [Anthes \(1983\)](#) und auch in neueren Publikationen, wie zum Beispiel [Warner \(2011\)](#) beschrieben. Auf die Nachteile solcher Verfahren gehen zum Beispiel [Davis et al. \(2006\)](#) und [Pappenberger et al. \(2008\)](#) ein. So geben [Pappenberger et al. \(2008\)](#) zu bedenken, dass Grenzwerte der Niederschlagsintensität die dominanten hydrologischen Prozesse außer Acht lassen. Für einzelne Ereignisse mögen diese Indizes geeignet sein, für längere Zeiträume wurde hier auf die obig beschriebene einfache Zeitreihenstatistik sowie die Auswertung mit einer einfachen Diagrammdarstellung nach [Taylor \(2001\)](#) zurückgegriffen. Dieses Verfahren erlaubt eine einfache Überprüfung von Gebietsniederschlägen sowie deren Summen und Intensitäten.

Eine Zusammenstellung der hier durchgeführten Simulationsläufe sowie der damit berechneten Summen des Gebietsniederschlags im Winter 2005/06 enthält Tabelle 7.2.

Tab. 7.2: Summen des Gebietsniederschlags für verschiedene Simulationsläufe. Die aufgelisteten Simulationsläufe sind nach den in dieser Arbeit verwendeten Downscaling-Methoden sowie den Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik differenziert. Die relativen Summen beziehen sich auf den (nicht korrigierten) beobachteten Gebietsniederschlag, welcher hier auf einen Wert von 100% festgelegt wurde (vgl. Tabelle E.2 im Anhang).

Downscaling-Methode	Mikrophysik-parametrisierung	Summe (absolut)	Summe (relativ)	
Beobachtung, 19 Stationen				
Standard	Morrison	519,5 mm	100%	◆
	Thompson	436,4 mm	84%	●
	Milbrandt	526,3 mm	101%	●
	WDM6	509,1 mm	98%	●
FDDA	Morrison	822,5 mm	158%	●
	Thompson	448,0 mm	86%	▲
	Milbrandt	497,4 mm	96%	▲
	WDM6	485,4 mm	93%	▲
Re-Init	Morrison	822,2 mm	158%	▲
	Thompson	480,7 mm	93%	■
	Milbrandt	559,0 mm	108%	■
	WDM6	527,5 mm	102%	■
		852,0 mm	164%	■

Es wurden verschiedene Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik mit den o.g. Downscaling-Methoden kombiniert. Diese Vorgehensweise wurde deshalb gewählt, weil die Literaturanalyse der Downscaling-Methoden ergab, dass gerade auch im Zusammenhang mit Langzeitsimulationen die Auswahl der Downscaling-Methode Auswirkungen auf die Ergebnisse haben kann. Vergleicht man die simulierten Niederschlagssummen für das Winterhalbjahr 2005/06 aus Tabelle 7.2, zeigt sich die übergeordnete Bedeutung der Parametrisierung der Wolkenmikrophysik gegenüber der Downscaling-Methode (Tabelle E.2 im Anhang enthält die entsprechenden Angaben für alle Niederschlagsstationen). Anzumerken ist, dass die beobachteten Niederschläge nicht korrigiert worden sind. WDM6 überschätzt den Gebietsniederschlag bei allen Downscaling-Verfahren deutlich. Diese Abweichungen überschreiten übliche Angaben zu systematischen Messfehlern bei der Niederschlagsmessung (siehe z.B. [Richter, 1995](#)). Die übrigen drei Parametrisierungen liegen näher an der Beobachtung, wobei die Simulationsläufe mit der Parametrisierung

nach Morrison die beobachteten Summen des Gebietsniederschlags leicht unterschätzt. Die Parametrisierungen nach Thompson und Milbrandt zeigen die besten Übereinstimmungen bei allen Downscaling-Methoden. Wird das Modell laufend reinitialisiert, erhält man ausnahmslos die höchsten Niederschlagssummen. Die entsprechenden Summenlinien auf Grundlage der reinitialisierten Simulationsläufe werden in Abbildung 7.8 unter Berücksichtigung der entsprechenden beobachteten Summenlinie gegenübergestellt.

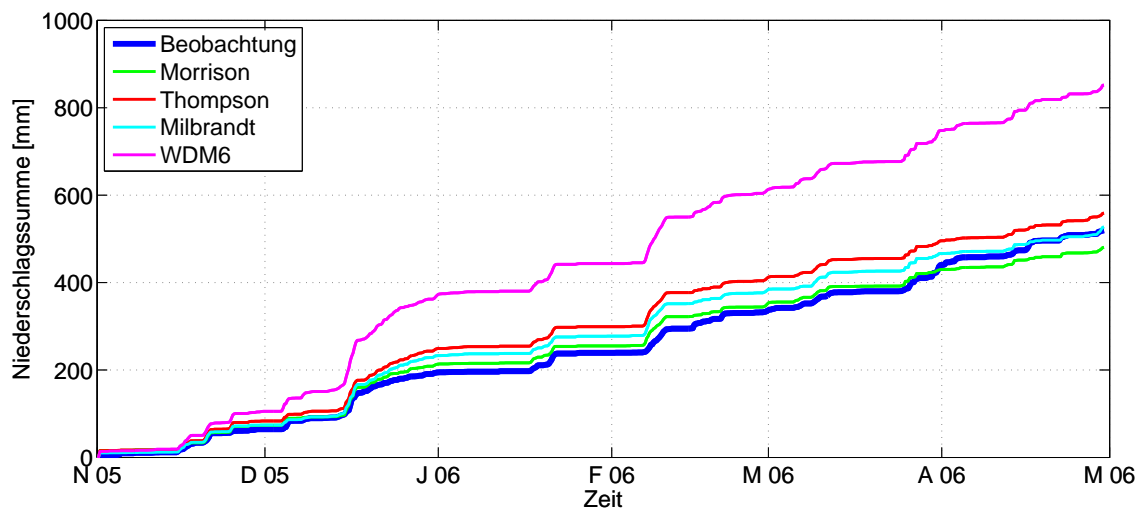


Abb. 7.8: Summenlinien des Gebietsniederschlags für verschiedene Simulationsläufe. Es handelt sich um eine Auswahl der durchgeführten Simulationsläufe für verschiedene Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik. Für die Landoberflächenprozesse wurde das Noah-MP-Modell, als Downscaling-Methode die Re-Initialisierung gewählt.

Anhand des Verlaufs der Summenlinien lässt sich feststellen, dass das Modell den prinzipiellen Verlauf der Winterniederschläge relativ gut abbilden kann. Ab Mitte Dezember 2005 liegt die Summenlinie des WDM6-Laufs über den übrigen Läufen. Bemerkenswert ist das Niederschlagsereignis Ende März bzw. Anfang April 2006. Dieses wird von Läufen mit den Parametrisierungen nach Morrison, Thompson und Milbrandt unterschätzt. Hingegen wird die Niederschlagssumme dieses einzelnen Ereignisses mit WDM6 besser wiedergegeben.

Um eine Einschätzung über die Güte der simulierten Zeitreihen der Niederschlagsintensitäten zu erhalten, sind die statistisch aggregierten Angaben zu den Zeitreihen aller Läufe als Taylor-Diagramm in Abbildung 7.9 aufbereitet. Bezugnehmend auf die alle sechs Stunden vorliegenden Analysedaten, liegt dieser Zeitreihenstatistik ein Zeitschritt von sechs Stunden zu Grunde. Die Einheit von Standardabweichungen und RMSE ist daher mm/6h.

Abbildung 7.9 enthält die gleichen Symbole, wie sie in Tabelle 7.2 zur Kennzeichnung der Simulationsläufe verwendet worden sind. Die bereits bei der Erläuterung der Niederschlagssummen beschriebene Erkenntnis, dass die Ergebnisse eine höhere Sensitivität gegenüber der Parametrisierung der Wolkenmikrophysik als gegenüber der Downscaling-Methode aufweisen, kann hier bestätigt werden. Ähnlich wie bei den Niederschlagssummen zeigt sich auch hier eine klare Gruppierung der Ergebnisse. Die

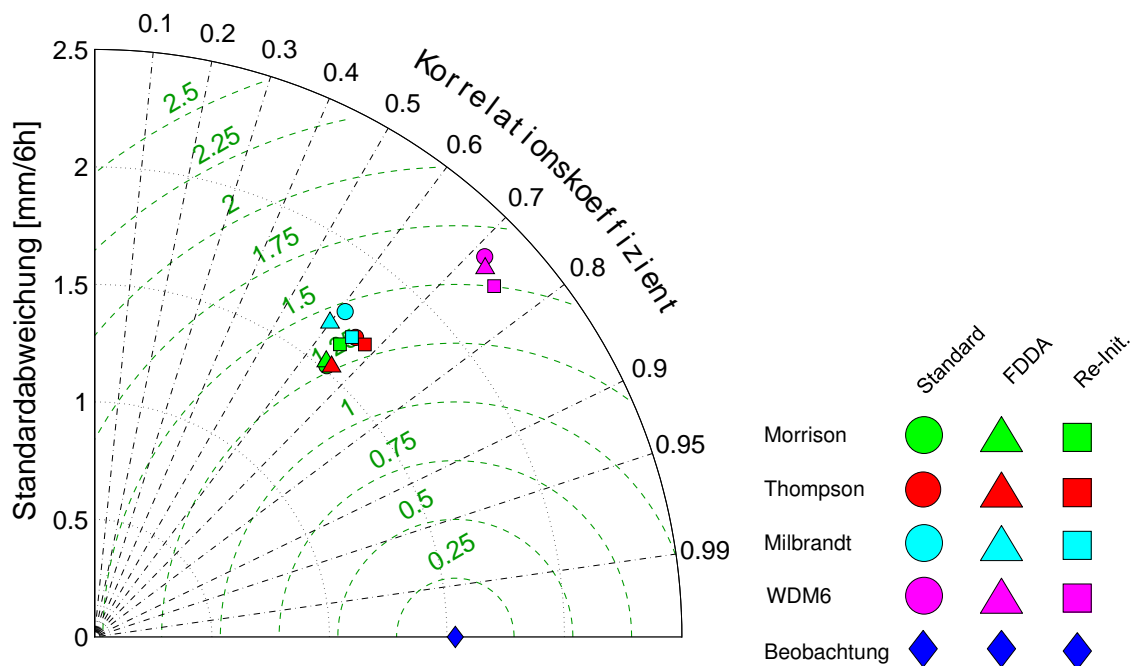


Abb. 7.9: Statistische Auswertung des dynamischen Downscalings für die Variable Niederschlag für verschiedene Downscaling-Methoden und Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik. Es wurde für jeden Zeitschritt (6 h) ein Flächenmittel der Beobachtung aus den Stationswerten aus Tabelle 4.1 mit einem Flächenmittel ihrer korrespondierenden Gitterpunkte des jeweiligen Modelllaufs verglichen.

Simulationsläufe mit WDM6 weisen gegenüber den übrigen Läufen höhere Standardabweichungen auf. Hingegen rekonstruieren die Parametrisierungen nach Morrison, Thompson und Milbrandt die Standardabweichung der Beobachtung von 1,5 mm/6h relativ gut. Unabhängig von der Downscaling-Methode überschätzen die WDM6-Läufe die Standardabweichung der Beobachtung um 50%.

Hinsichtlich der Korrelation weisen die WDM6-Läufe allerdings die beste Anpassung mit 0,75 auf. Kein Lauf mit den übrigen Parametrisierungen liefert Korrelationskoeffizienten von mehr als 0,7. Diese bessere Übereinstimmung hinsichtlich des simulierten Verlaufs kompensiert die zu hohen Standardabweichungen zum Teil, sodass die RMSE-Werte der WDM6-Läufe nur geringfügig größer sind.

Durch Re-Initialisierung des Modells stellt sich eine geringfügig verbesserte Anpassung der Modellgüte ein. Von der Gruppe der Läufe mit einer guten Abbildung der Variabilität der Zeitreihe (Standardabweichung) zeigt der Lauf mit der Parametrisierung nach Thompson und Re-Initialisierung die höchste Korrelation bei nur geringfügig schlechter Anpassung hinsichtlich RMSE und Standardabweichung. Die Niederschlagssummen dieses Laufes werden für das Winterhalbjahr 2005/06 (01.11.2005 bis 01.05.2006) in Abbildung 7.10 in Kartenform gezeigt.

Neben den Isohyeten (Linien gleichen Niederschlags) sind die Niederschlagsstationen mit automatischen Regenmessern sowie die dort aufgezeichneten Niederschlagssummen in der Karte eingetragen. Die genauen Werte an den Stationen können auch der

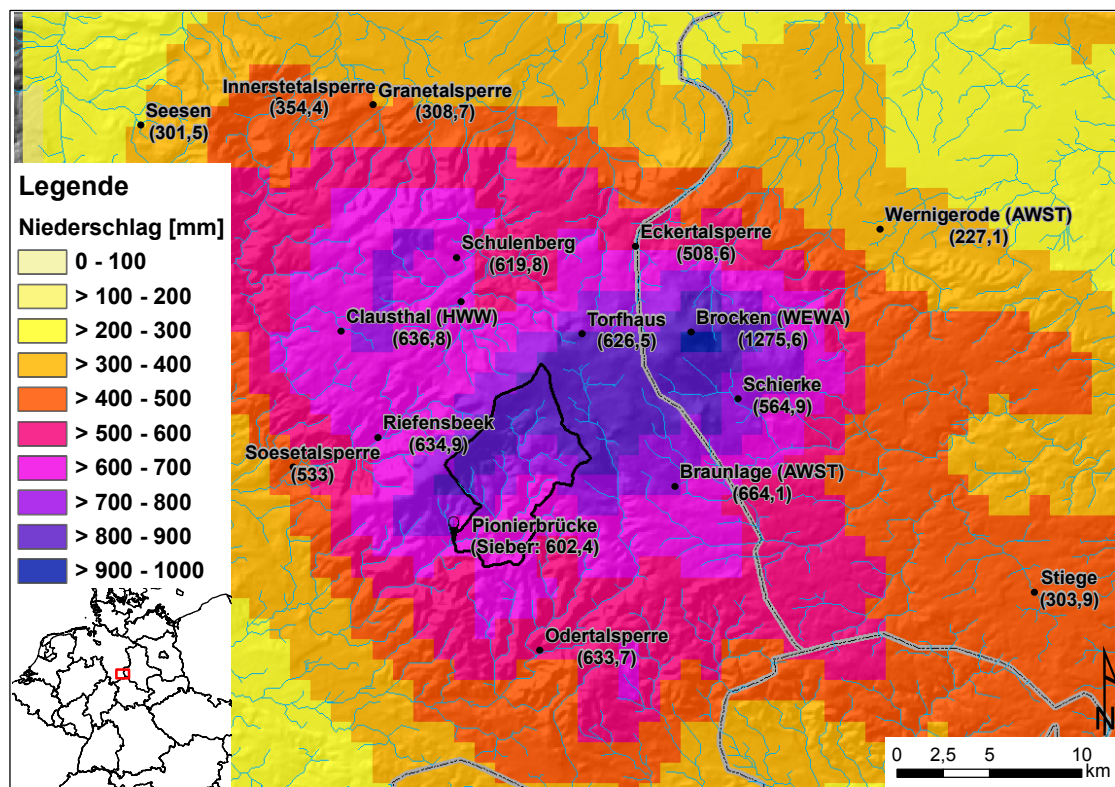


Abb. 7.10: Karte der mit ARW simulierten Niederschlagssummen im Winter 2005/06. Berechnungsgrundlage: Thompson Graupel Scheme mit Re-Initialisierung. Die Zahlen unter den Stationsnamen kennzeichnen die (nicht korrigierten) beobachteten Niederschlagssummen. Der Vergleich mit Abbildung 4.1 zeigt, dass neben der Geländehöhe auch Luv und Lee eine Rolle spielen.

Tabelle E.2 im Anhang entnommen werden. Die Simulation liefert insgesamt plausible Ergebnisse. Die wesentliche Charakteristik der Winterniederschläge im komplexen Gelände des Harzes wird auf der betrachteten Zeitskala relativ gut wiedergegeben. Dies wird auch insbesondere dann deutlich, wenn man die Isohyeten mit den Geländehöhen aus Abbildung 4.1 auf Seite 88 vergleicht. Hohe Geländehöhen wie zum Beispiel der Acker-Bruchberg-Zug im Nordwesten des Siebereinzugsgebietes, die Oberharzer Hochfläche sowie das Brockenmassiv weisen erwartungsgemäß höhere Niederschlagssummen auf. Auch der beobachtete Luv- und Leeeffekt ist gut erkennbar. An der auf 340 m ü. NN liegenden Station Sieber wurde fast doppelt soviel Niederschlag registriert wie an der Station Stiege (494 m ü. NN) im Ostharz. Der simulierte Niederschlag liegt für die Station Stiege etwa 130 mm über dem beobachteten Wert, sodass das Modell die der Hauptwindrichtung abgewandte Seite hinsichtlich des Niederschlags überschätzt.

Auf dem Brocken (1141 m ü. NN) wird der Niederschlag hingegen deutlich unterschätzt, was zum Teil auch auf die niedrigere Geländehöhe im Modell zurückgeführt werden kann (siehe Abschnitt 7.1.5). Anzumerken ist an dieser Stelle, dass die WDM6-Läufe den Niederschlag auf dem Brocken sogar überschätzen (Tabelle E.2 im Anhang).

Es lässt sich zusammenfassen, dass das Modell ARW mit geeigneter Parametrisierung die Winterschläge für den Winter 2005/06 relativ gut nachbilden kann. Diese Aussage trifft insbesondere für die Halbjahressummen des Niederschlags zu. Bei den

Niederschlagsintensitäten wurden hingegen Korrelationskoeffizienten im Bereich von 0,7 ermittelt, d.h. dass der zeitliche Verlauf nicht immer zutreffend abgebildet wird. Insbesondere das für die Schneeschmelze im Frühjahr relevante Niederschlagsereignis Ende März bzw. Anfang April 2006 wird durch die meisten hier durchgeführten Simulationsläufe unterschätzt.

7.1.4 Temperatur

Die simulierten Temperaturen für die Referenzhöhe 2 m werden im Zuge dieses Abschnitts mit Beobachtungen der Station Torfhaus (805 m ü. NN) verglichen. Dazu werden wie im vorhergehenden Abschnitt zunächst alle Rechenläufe hinsichtlich ihrer statistischen Eigenschaften in einem Taylor-Diagramm verglichen. Anders als bei der Variablen Niederschlag ist bei der Temperatur eine Mittelung mehrerer Stationen nicht sinnvoll. Analog zu Abbildung 7.9 fasst Abbildung 7.11 die wesentlichen statistischen Kenngrößen dieses Vergleichs für die Temperaturzeitreihen an der Station Torfhaus zusammen. Als Zeitschritt des Vergleichs wurde eine Stunde gewählt.

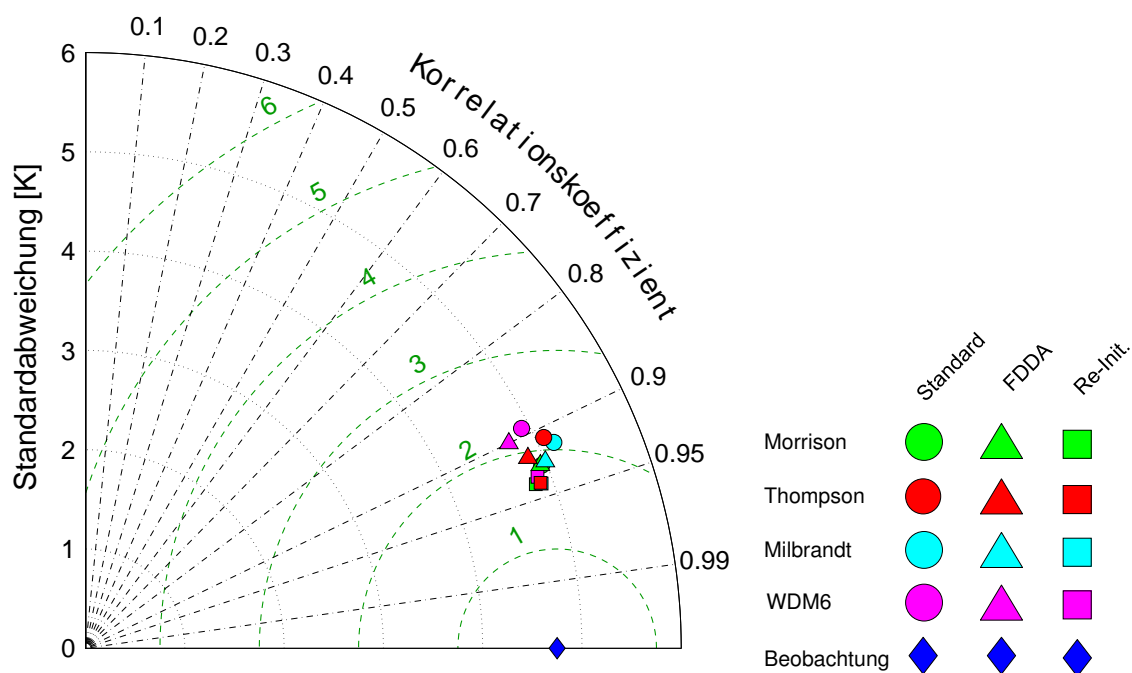


Abb. 7.11: Statistische Auswertung des dynamischen Downscalings für die Temperatur an der Station Torfhaus (805 m ü. NN) für verschiedene Downscaling-Methoden und Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik.

Gegenüber der Niederschlagsauswertung sind die Differenzen zwischen den Rechenläufen insgesamt geringer. Tendenziell kann festgestellt werden, dass die Simulationsläufe mit einer Re-Initialisierung gefolgt von den FDFA-Läufen etwas besser sind als die Standardläufe. Bei der Re-Initialisierung sind die unterschiedlichen Parametrisierungen relativ ähnlich im Hinblick auf die Simulation der Temperatur. Die Zeitreihe der simulierten Temperaturen des Thompson-Laufs mit Re-Initialisierung sind in Abbildung 7.12 der

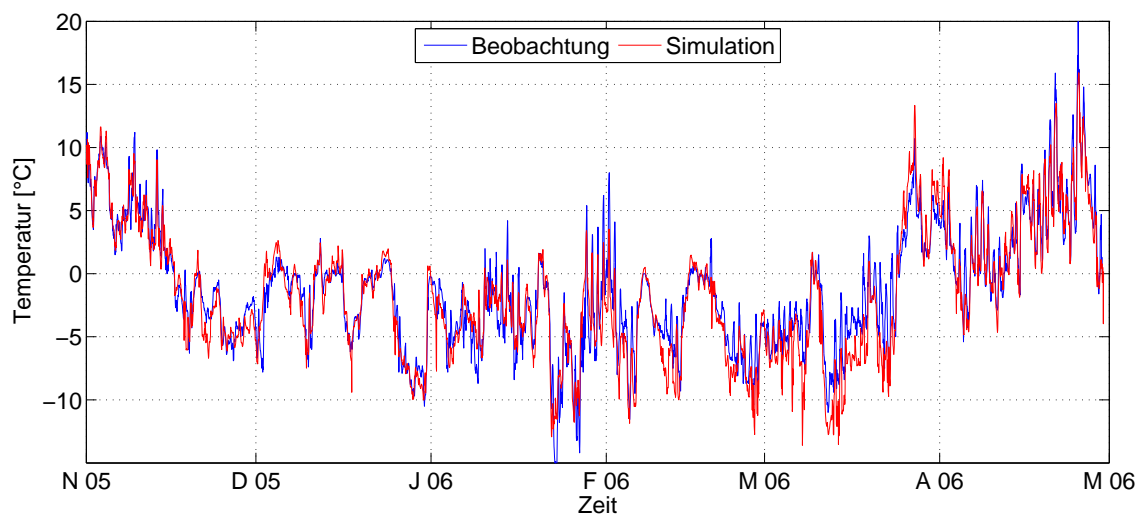


Abb. 7.12: Vergleich der simulierten und beobachteten Zeitreihe der Temperatur für die Station Torfhaus (805 m ü. NN).

beobachteten Temperaturzeitreihe gegenübergestellt.

Auch wenn einzelne Minima und Maxima nicht korrekt abgebildet werden, wird der Temperaturverlauf relativ gut vom Modell wiedergegeben. Bei einer detaillierten Betrachtung fällt auf, dass die Temperaturen insbesondere im Frühjahr während der Schneeschmelze (Ende März, Anfang April) durch die Simulation überschätzt werden, wohingegen sie im Winter eher unterschätzt werden. Interessanterweise ist diese Überschätzung der Temperaturen nicht in den FDDA-Läufen vorzufinden, wie aus dem Zeitreihenvergleich in Abbildung 7.13 hervorgeht. Während im gezeigten Zeitraum eine mittlere Temperatur von 2,7 °C beobachtet wurde, betragen die entsprechenden Vergleichswerte der Simulationsläufe 2,2 °C (Morrison/FDDA) bzw. 3,4 °C (Thompson/Re-Init).

In diesem Zeitraum zeigen sich nicht unerhebliche Unterschiede zwischen den Simulationsläufen, die anhand des aggregierten Vergleichs mit Hilfe statistischer Kenngrößen

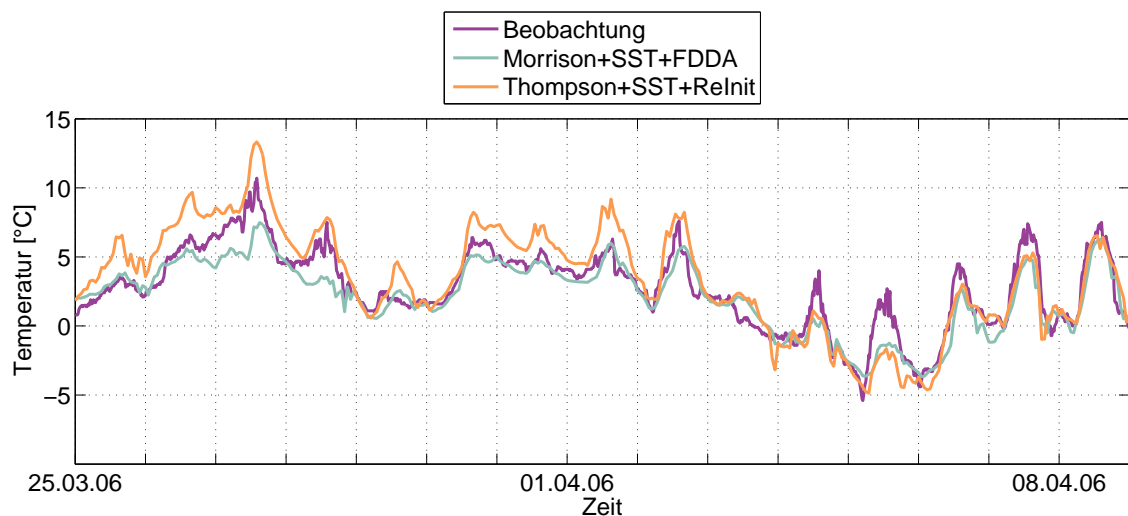


Abb. 7.13: Simulationen der Temperatur für die Station Torfhaus (805 m ü. NN) während der Schneeschmelze im Frühjahr 2006. Verglichen werden die Simulationsläufe Morrison/FDDA mit Thompson/Re-Init.

nicht erfasst werden können. Die Auswahl der Parametrisierung der Wolkenmikrophysik hat kaum Einfluss auf die simulierten Temperaturen. Es zeigt sich allerdings, dass die Re-Initialisierungsläufe deutlich höhere Standardabweichungen simulieren, obwohl die Korrelation höher ist als bei den übrigen Läufen und die Werte des RMSE kaum Unterschiede aufweisen (Abbildung 7.14). Die Variabilität der simulierten Temperaturen, ausgedrückt durch die Standardabweichung, spiegelt sich in den Standard- und FDDA-Läufen besser wider.

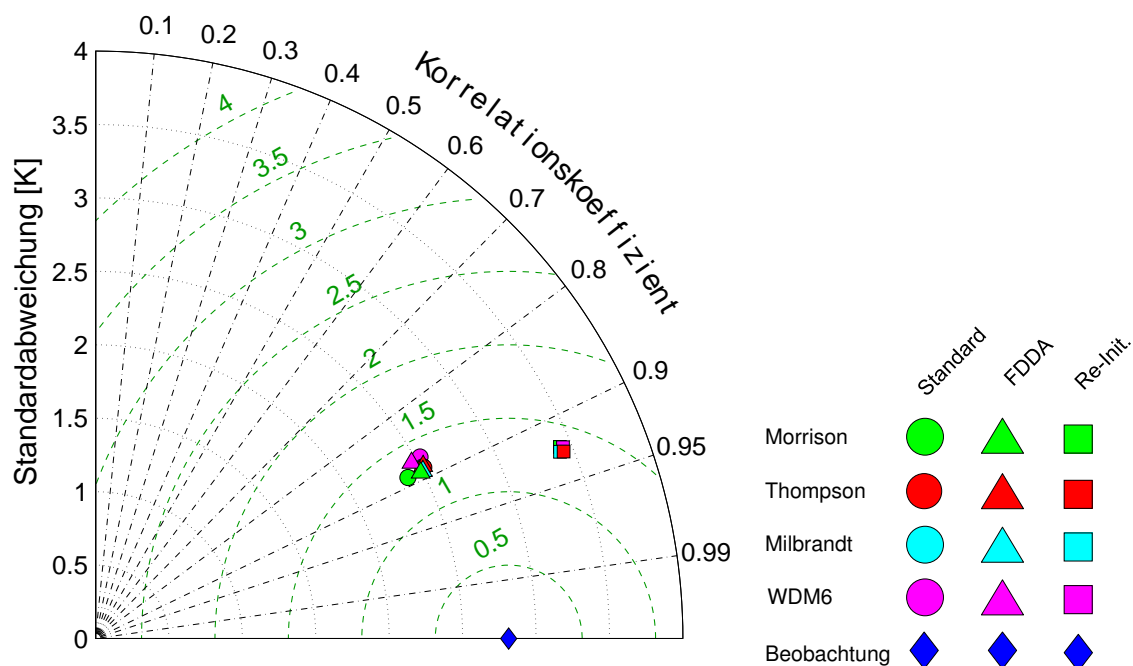


Abb. 7.14: Darstellung zur Temperatur wie Abbildung 7.11. Die Zeitreihenstatistik bezieht sich nur auf den Zeitraum der Schneeschmelze vom 25.03.2006 bis 09.04.2006.

Da die FDDA-Läufe ähnlich gut bei der Simulation von Temperaturen und Niederschlägen sind, kann davon ausgegangen werden, dass der hier verwendete Morrison-FDDA-Lauf mit dem Noah-LSM eine gute Grundlage für weitergehende Untersuchungen bildet. Im Folgenden wird daher bei den Vergleichen mit den übrigen meteorologischen Variablen nur noch dieser Lauf zu Grunde gelegt.

7.1.5 Luftdruck

Der von ARW simulierte Luftdruck soll hier nur zur Plausibilisierung mit Stationsbeobachtungen verglichen werden. Dieser ist im Mittel nur durch geringe horizontale Gradienten gekennzeichnet. Für viele hydrologische Modelle ist es zudem ausreichend, dass vereinfacht die Annahme eines statischen Luftdrucks für die Simulationen zu Grunde gelegt wird. Abbildung 7.15 enthält für jeweils zwei Stationen Zeitreihen des simulierten und beobachteten Luftdrucks. Für die Station Torhaus lagen Beobachtungen des Luftdrucks nicht vor.

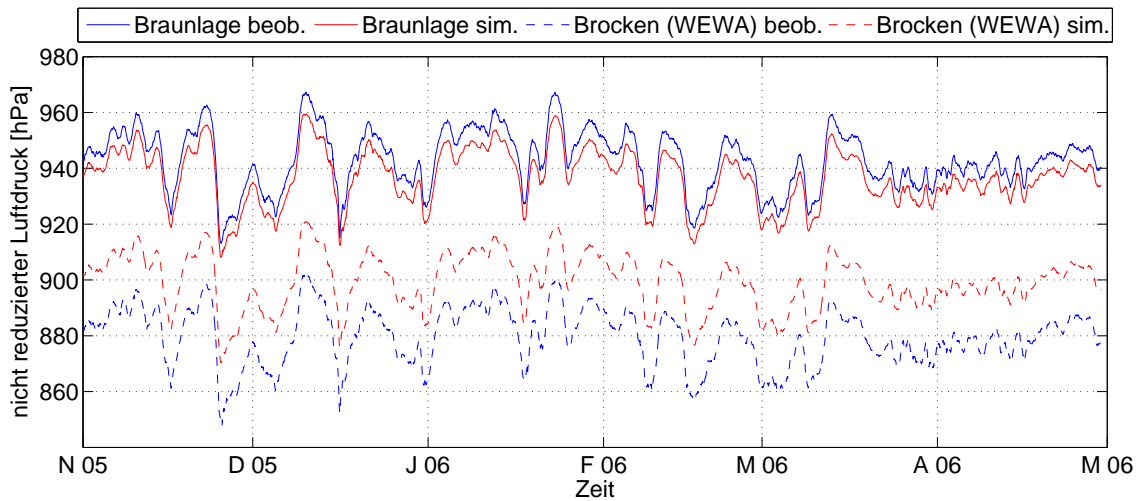


Abb. 7.15: Vergleich der simulierten Zeitreihen des Luftdrucks mit Beobachtungen. Gezeigt werden die Stationen Braunlage (607 m ü. NN) und Brocken (WEWA, 1141 m ü. NN). Die Geländehöhen der Gitterpunkte betragen 654 bzw. 1008 m ü. NN. Berechnungsgrundlage: Morrison/FDDA.

Für die Station Braunlage (607 m ü. NN) und das Winterhalbjahr 2005/06 beträgt der mittlere beobachtete Luftdruck auf Stationsniveau 943 hPa. Die gleiche Mittelwertbildung für den korrespondierenden Gitterpunkt (mittlere Geländehöhe 654 m ü. NN), welcher am besten zur Lage der Station Braunlage passt, liefert einen Wert von 937 hPa. Die Differenz beträgt somit 6 hPa. Dieser Wert kann mit der Differenz der Geländehöhen von ca. 47 m in Beziehung gesetzt werden, wenn man die entsprechenden Werte in die hydrostatische Grundgleichung unter vereinfachten Annahmen einsetzt. Die hydrostatische Grundgleichung lautet:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho \cdot g \quad (7.1)$$

Werden die Differentiale durch Differenzen ersetzt und die Luftdichte ρ durch Einsetzen von Gleichung 5.5 eliminiert, erhält man nach dem Umstellen

$$\Delta p = -\frac{p \cdot g \cdot \Delta z}{R_L \cdot T}. \quad (7.2)$$

Setzt man unter Berücksichtigung der Konstanten nun für p den mittleren Luftdruck und für T die ungefähre Durchschnittstemperatur des Winters von 273 K für die Station ein, liefert Gleichung 7.2 eine Luftdruckdifferenz von $|\Delta p| = \frac{94300 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2} \cdot 9,81 \text{ m s}^{-2} \cdot 47 \text{ m}}{287 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1} \cdot 273 \text{ K}} \approx 6 \text{ hPa}$ ($1 \text{ Pa} = 1 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$). Dieser Wert entspricht damit in etwa der ermittelten Abweichung zwischen Simulation und Beobachtung.

Für die Station Brocken (WEWA) liegt der Modellgitterpunkt auf 1008 m ü. NN anstelle von 1141 m ü. NN. Der simulierte Luftdruck beträgt ca. 899 hPa, wohingegen der beobachtete Wert wegen der größeren Geländehöhe bei nur 880 hPa liegt. Der nach Gleichung 7.2 errechnete Wert für die Station Brocken (WEWA) von ca. 15 hPa ist hingegen kleiner als die Abweichungen zwischen Simulation und Modell. Trotz dieser

Abweichung können die Simulationen als sehr gut angesehen werden, zumal die o.g. theoretische Berechnung der ungefähren höhenbedingten Abweichung auf Annahmen und nur für den gesamten Winter als Mittel errechnet wurde.

Tab. 7.3: Berechneter und beobachteter Luftdruck an den Stationen Braunlage und Brocken (WEWA).

	Braunlage (607 m ü. NN)	Brocken (WEWA) (1141 m ü. NN)
Geländehöhe im Modell [m ü. NN]	654	1008
Mittelwert Beobachtung [hPa]	943,08	879,66
Mittelwert Simulation [hPa]	937,02	899,56
Stdabw. Beobachtung [hPa]	10,53	10,20
Stdabw. Simulation [hPa]	10,17	9,87
RMSE [hPa]	0,65	0,79
Korrelationskoeffizient	1,00	1,00

7.1.6 Luftfeuchte

Für die Station Torfhaus lagen keine Beobachtungen der Luftfeuchte vor, sodass hier die Station Braunlage (607 m ü. NN) als Referenz dienen soll. Der in der Abbildung 7.16 dargestellte Zeitreihenvergleich bezieht sich auf die Station Braunlage und das die Station umgebende Gitterelement im atmosphärischen Modell. Zur Berechnung der spezifischen Feuchte wurden die beobachteten Zeitreihen von relativer Luftfeuchte, Temperatur und Luftdruck herangezogen und gemäß der Formeln in Abschnitt B im Anhang in die spezifische Feuchte umgerechnet. Der Zeitreihenvergleich bezieht sich auf die übliche Referenzhöhe von 2 m.

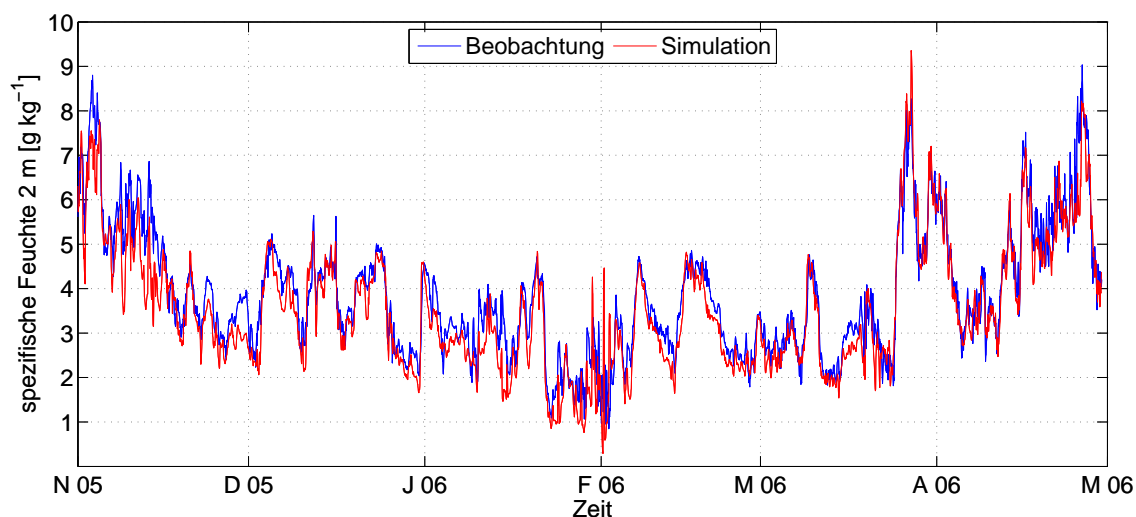


Abb. 7.16: Vergleich der simulierten und beobachteten Zeitreihe der spezifischen Feuchte für die Station Braunlage (607 m ü. NN). Berechnungsgrundlage: Morrison/FDDA.

Die visuelle Darstellung beider Zeitreihen in Abbildung 7.16 weist bereits auf eine gute Rekonstruktion der spezifischen Feuchte im Modell hin. Die Simulation liegt mit einem Mittelwert von $3,6 \text{ g kg}^{-1}$ etwas unter dem Mittelwert der Beobachtung von

$3,9 \text{ g kg}^{-1}$. Die Standardabweichungen der Simulation und der Beobachtung betragen $1,42 \text{ g kg}^{-1}$ bzw. $1,41 \text{ g kg}^{-1}$. Somit bildet das Modell die Variabilität der spezifischen Feuchte sehr gut ab. Der Korrelationskoeffizient von 0,95 bestätigt die gute Anpassung. Der RMSE-Wert beträgt $0,46 \text{ g kg}^{-1}$.

Eine mögliche Ursache für die höhere Feuchte im Modell könnte neben den Eingangsdaten oder lokalklimatischen Besonderheiten auch die Landnutzung der Gitterzelle rund um Braunlage sein. Immerhin ist das gesamte Gebiet bewaldet. Wie in Abschnitt 2.1.5 erläutert, ist die Luftfeuchte in Wäldern im Vergleich zu angrenzenden Freiflächen im Allgemeinen höher.

7.1.7 Windgeschwindigkeit

Wegen fehlender Vergleichsdaten für Torfhaus soll die Überprüfung der simulierten Windgeschwindigkeiten ebenfalls anhand der beobachteten Zeitreihen der nahegelegenen Station Braunlage (607 m ü. NN) durchgeführt werden. Die simulierte und beobachtete Zeitreihe der Windgeschwindigkeit für die Standardmesshöhe von 10 m sind in Abbildung 7.17 dargestellt. Für die Simulation wurde der Betrag der Windgeschwindigkeit aus den Windgeschwindigkeitsvektoren \vec{u} und \vec{v} ermittelt.

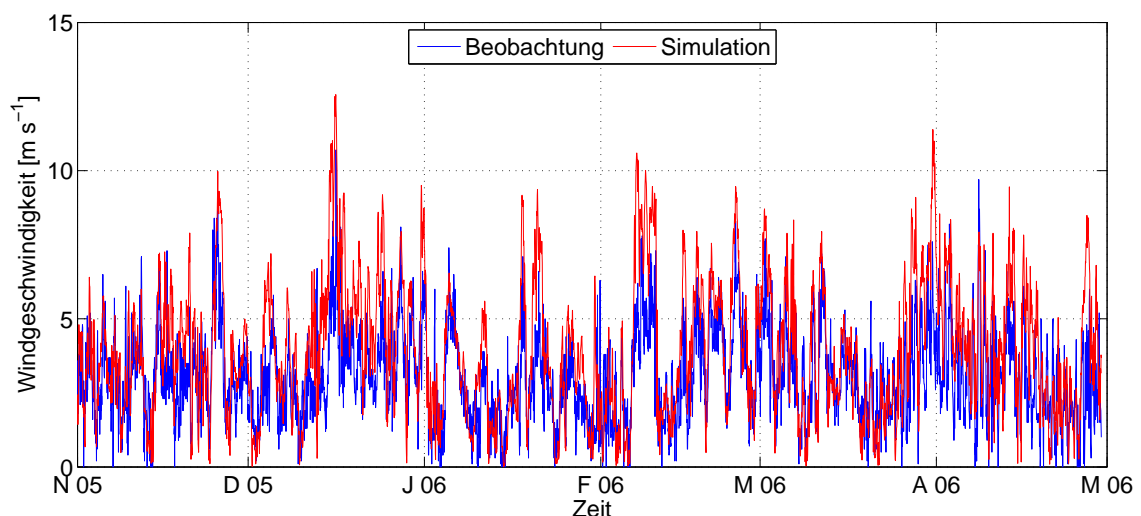


Abb. 7.17: Vergleich der simulierten und beobachteten Zeitreihe der Windgeschwindigkeit für die Station Braunlage (607 m ü. NN). Berechnungsgrundlage: Morrison/FDDA.

Anhand des Vergleichs von Simulation und Beobachtung zeigt sich, dass das Modell den Verlauf gut nachbilden kann. Allerdings sind die simulierten Windgeschwindigkeiten größer als die beobachteten ($4,0$ gegenüber $3,0 \text{ m s}^{-1}$). Auch die Standardabweichung der Zeitreihe aus der Simulation von $2,3 \text{ m s}^{-1}$ überschreitet den entsprechenden Vergleichswert der Beobachtung von $1,6 \text{ m s}^{-1}$. Mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,69 und einem RMSE-Wert von $1,63 \text{ m s}^{-1}$ wird die Windgeschwindigkeit vom Modell nicht so gut nachgebildet wie zum Beispiel die Temperatur oder Luftfeuchte. Die Landnutzung kann hier nicht als Erklärung für diese Differenzen herangezogen werden,

da durch die Rauigkeit in Wäldern eher geringe Windgeschwindigkeiten beobachtet werden. Auch hier können neben den üblichen Unsicherheiten in Eingangsdaten und Prozessbeschreibungen lokalklimatische Besonderheiten aufgeführt werden. Außerdem ist die Windgeschwindigkeit ohnehin eine Größe, die auf sehr kurzen Zeitskalen großen Schwankungen bzw. Fluktuationen unterworfen ist. Dieser Aspekt wurde bereits bei der Beschreibung des turbulenten Austauschs in Abschnitt 2.1.3 aufgegriffen.

7.1.8 Strahlung

Schließlich fehlen bei dieser Zusammenstellung meteorologischer Variablen noch die kurz- und langwellige Strahlung. Für das Untersuchungsgebiet im Harz standen nur Stundenwerte der Sonnenscheindauer zur Verfügung. Diese können zwar mit einem einfachen Modell, wie es zum Beispiel von [Revfeim \(1981\)](#) beschrieben wird, in Strahlungsflussdichten in W m^{-2} umgerechnet werden, dabei müssen jedoch zum Teil Annahmen zur Berechnung der Transmission getroffen werden. Da diese Annahmen mit gewissen Unsicherheiten verbunden sind, wurde ein anderer Weg gewählt.

Für die Station Braunschweig (81 m ü. NN) standen sowohl die kurzwellige Globalstrahlung als auch die atmosphärische Gegenstrahlung als Messwerte für den Winter 2005/06 zur Verfügung. Da sich diese Station außerhalb des Nests mit der Auflösung von 1,1 km befindet, wurden die Zeitreihen der Simulation aus dem nächsten Nest mit 3,3 km räumlicher Auflösung ermittelt. Die kurzwellige Strahlung (Globalstrahlung) ist gemäß dieser Vorgehensweise in Abbildung 7.18 aufbereitet worden.

Die Darstellung wurde so gewählt, dass einzelne Tage erkennbar sind. Im Mittel wird die kurzwellige Strahlung relativ gut von ARW abgebildet. Einzelne Tage werden vom Modell zum Teil nicht exakt wiedergegeben, wie es sich anhand des Zeitreihenvergleichs der Abbildung 7.18 erkennen lässt. Der Mittelwert der Simulation beträgt 57 W m^{-2} und ist damit etwas kleiner als der beobachtete Mittelwert von 61 W m^{-2} . Die Standardabweichungen sind mit 139 W m^{-2} bzw. 124 W m^{-2} vergleichbar. Die Korrelation beträgt immerhin 0,82, wobei die zahlreichen Werte mit null während der Nacht zu diesem im Hinblick auf den visuellen Vergleich relativ hohen Wert beitragen dürften. Die zum Teil erheblichen Abweichungen zwischen Simulation und Modell kommen auch durch den relativ hohen RMSE-Wert von 80 W m^{-2} zum Ausdruck.

Ähnlich wie bei der Windgeschwindigkeit sind starke Schwankungen bei der kurzwelligen Strahlung typisch an sonnigen Tagen mit vorüber ziehenden Wolken. Dabei tritt typischerweise ein ständiger Wechsel zwischen hohen und niedrigen Werten auf. Da einzelne Wolken nicht vom Modell auflösbar sind, kann dieser Aspekt als Argument für die vergleichsweise geringe Modellgüte angesehen werden. Temperatur und Luftfeuchte sind beispielsweise weniger stark solchen Schwankungen unterworfen. Sieht man von einzelnen Zeitpunkten bzw. Tagen ab, können die simulierten Werte dennoch als geeignete Datengrundlage für weitere Simulationen angesehen werden.

Für die langwellige Strahlung standen ebenfalls nur Daten der Station Braunschweig

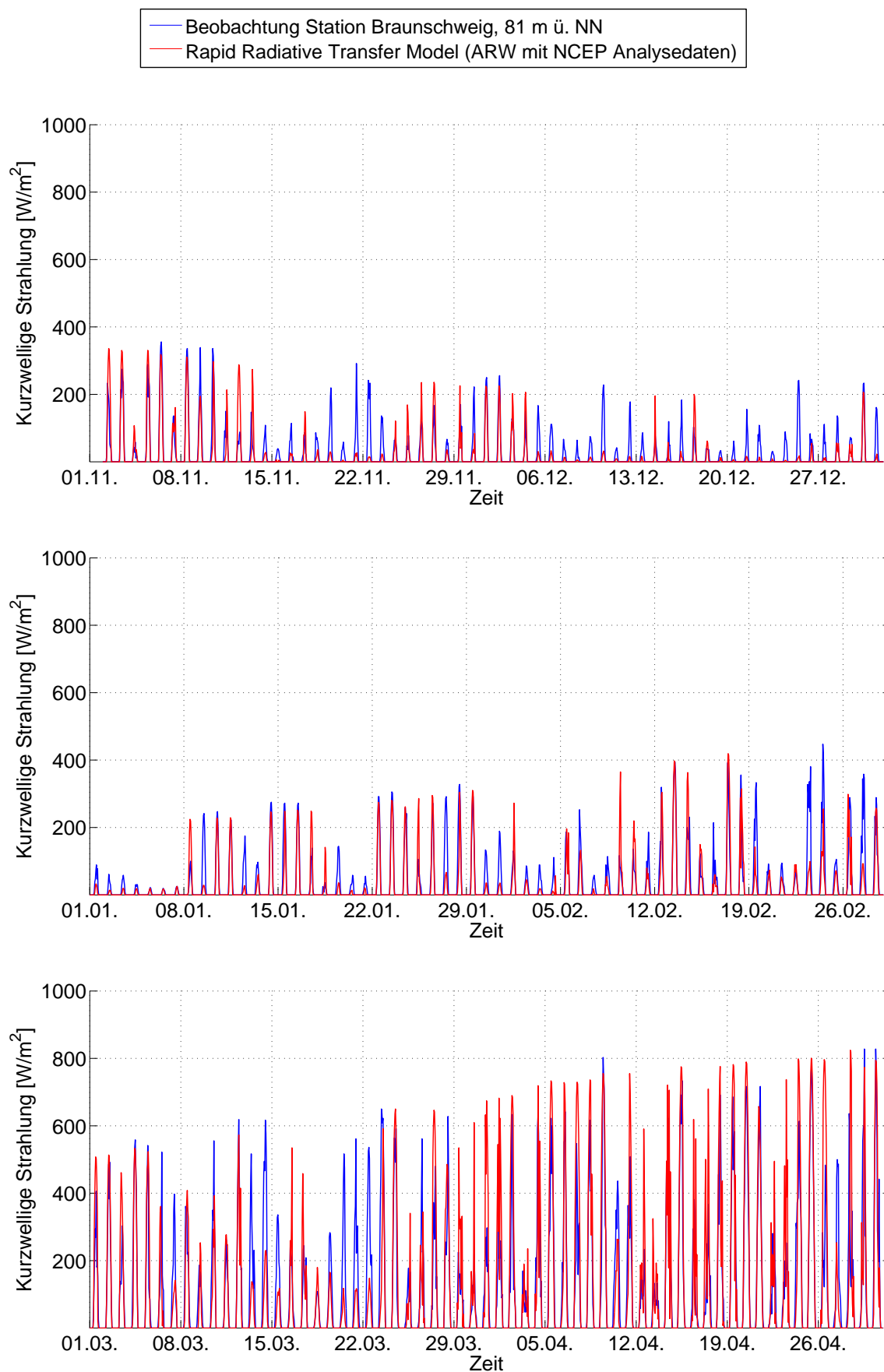


Abb. 7.18: Vergleich der simulierten mit der beobachteten kurzwelligen Strahlung K_{\downarrow} für die Station Braunschweig (81 m ü. NN) bzw. ihrem korrespondierenden Gitterpunkt im Winter 2005/06. Anders als bei den übrigen Vergleichen wird hier nicht das 4. sondern das 3. Nest ausgewertet. Berechnungsgrundlage: Morrison/FDDA.

zur Verfügung. Mit dem Modell ARW wurden ausschließlich Simulationen mit dem *Rapid Radiative Transfer Model* (RRTM, [Mlawer et al., 1997](#)) durchgeführt (Abschnitt 5.4). Um zudem einschätzen zu können, wie geeignet Schätzformeln für die Modellierung der atmosphärischen Gegenstrahlung sind, wurden in Abbildung 7.19 außerdem noch Simulationen mit dem Modell nach [Liston und Elder \(2006b\)](#) auf Grundlage der mit ARW simulierten Temperatur- und Luftfeuchtezeitreihen ergänzt (hier als LE2006 gekennzeichnet, siehe auch Abschnitt A im Anhang).

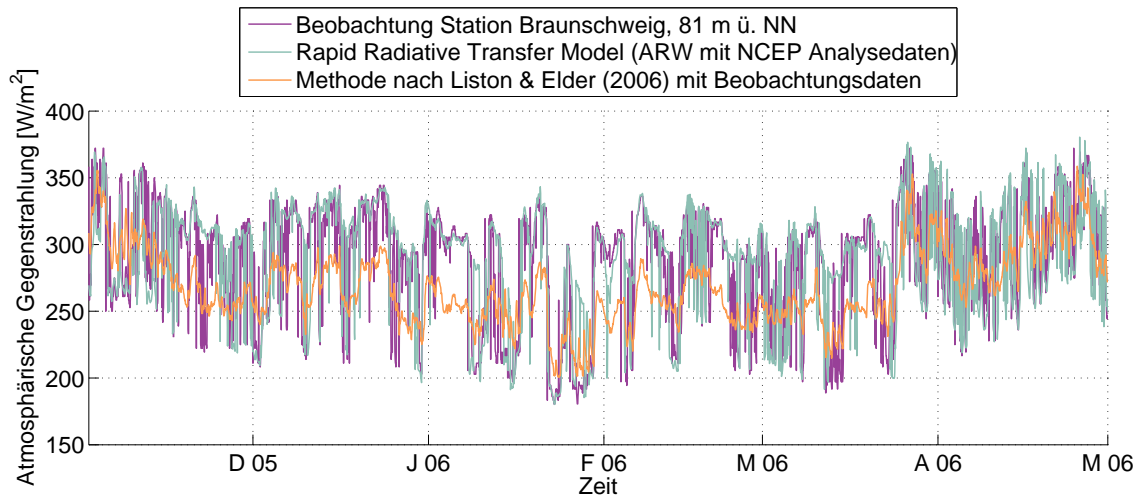


Abb. 7.19: Vergleich der simulierten langwelligen Strahlung L_{\downarrow} mit Beobachtungen. Die beobachteten Strahlungsflussdichten der Station Braunschweig werden den entsprechenden simulierten Werten aus dem Modell RRTM ([Mlawer et al., 1997](#)) sowie dem Modell nach [Liston und Elder \(2006b\)](#) gegenübergestellt. Die Eingangsdaten für die Simulationen mit diesem einfachen Modell basieren auf den ARW-Simulationen (Morrison/FDDA).

Das RRTM ist Bestandteil von ARW, wohingegen das einfache Modell ([Liston und Elder, 2006b](#)) auf den simulierten Temperatur- und Feuchtefeldern für die Referenzhöhe 2 m über Gelände basiert. Beide Modelle geben die mittlere atmosphärische Gegenstrahlung im Winter 2005/06 gut wieder. Der beobachtete Mittelwert von 288 W m^{-2} wird von RRTM mit 290 W m^{-2} nahezu exakt reproduziert, wohingegen der simulierte Wert von LE2006 mit 269 W m^{-2} etwas darunter liegt. Die Korrelationskoeffizienten betragen 0,64 (RRTM) bzw. 0,68 (LE2006). Wesentliche Unterschiede ergeben sich jedoch in den Standardabweichungen (siehe Abb. 7.20). RRTM liefert eine recht gute Abbildung der Variabilität, wie es auch aus Abb. 7.19 ersichtlich ist. Hingegen liegt die berechnete Standardabweichung des LE2006-Modells deutlich unter diesem Wert. Die Zeitreihe ist geringeren Schwankungen unterworfen als die der Beobachtung und der RRTM-Simulation.

Anhand dieser Auswertungen wird deutlich, dass mit der aktuellen ARW-Konfiguration eine relativ gute Rekonstruktion der atmosphärischen Gegenstrahlung möglich ist. Das Modell RRTM ist fester Bestandteil des atmosphärischen Modells und ist damit mit den übrigen Parametrisierungen gekoppelt. Der Wechsel von wolkenlosem und bedecktem Himmel kann somit modelltechnisch relativ gut abgebildet werden. Dieser Aspekt wurde bereits zuvor bei der kurzwelligen Strahlung genannt. Auch auf kurzen

Zeitskalen ($\Delta t=1$ h) sind die Simulationen mit $R=0,66$ relativ gut, bedenkt man, dass einzelne Wolken einen erheblichen Einfluss haben können. In Bezug auf die räumlich und zeitlich relativ groben Eingangsdaten ist dies als gutes Ergebnis zu werten.

Der Vergleich mit dem LE2006-Modell dient der prinzipiellen Einschätzung von Methoden, welche Zustandsgrößen aus der atmosphärischen Grenzschicht als Grundlage zur Ermittlung der atmosphärischen Gegenstrahlung heranziehen. Sieht man von der Standardabweichung ab, lässt sich feststellen, dass die Simulation recht gut mit der Beobachtung übereinstimmt. Die sehr ausgeprägte Variabilität, durch welche die Beobachtung sowie die Simulation mit RRTM charakterisiert sind, vermag das LE2006-Modell nicht zu reproduzieren. Der schnelle Wechsel von bewölkten zu nicht bewölkten Situationen kann nicht durch die Zustandsgrößen Temperatur und relative Luftfeuchtigkeit in der atmosphärischen Grenzschicht wiedergegeben werden. Dennoch zeigen die statistischen Kenngrößen in den Taylor-Diagrammen aus Abb. 7.20, dass das Modell auf größeren Zeitskalen (z.B. $\Delta t=1$ d) sehr gute Ergebnisse liefern kann.

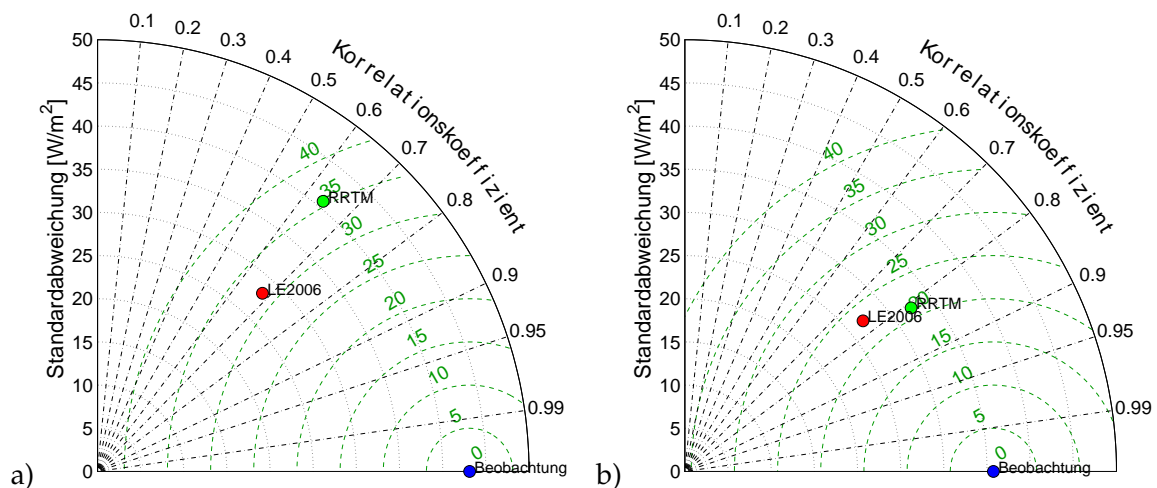


Abb. 7.20: Statistische Auswertung der simulierten langwelligen Strahlungsflussdichten in einem Taylor-Diagramm für a) Stundenwerte und b) Tageswerte (aggregiert aus Stundenwerten). RRTM = Rapid Radiative Transfer Model (Mlawer et al., 1997), LE2006=Modell nach Liston und Elder (2006b). Die Zeitreihen beziehen sich auf den Zeitraum 01.11.2005 bis 01.05.2006 und die Station Braunschweig (81 m ü. NN).

7.1.9 Zusammenfassung

Die Simulationsergebnisse des Modells ARW mit der Konfiguration aus Abschnitt 5.4 wurden mit zahlreichen Stationsbeobachtungen des Untersuchungsgebietes für das Winterhalbjahr 2005/06 verglichen. Dabei wurden die Variablen Niederschlag, Temperatur, Luftfeuchte, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und Strahlung aus den Simulationsergebnissen mit Beobachtungen verglichen. In einem ersten Schritt wurde die aufgebaute Modellgeometrie im Hinblick auf die seitlichen Randbedingungen untersucht. Dabei zeigte sich, dass sich durch Verlagerung der seitlichen Ränder gleichwertige Ergebnisse erzielen ließen. Somit kann davon ausgegangen werden, dass das hier aufgebaute Modell wahrscheinlich nicht durch ungünstig definierte Ränder negativ beeinflusst wird.

Für die Parametrisierung von Landoberflächenprozessen wurden das Noah-LSM und das neuere Noah-MP-Modell getestet. Mit dem Noah-MP-Modell werden Schneeprozesse im Modell realistischer abgebildet. Allerdings zeigte sich, dass die spezifische Feuchte für die Standardmesshöhe von 2 m in der vorliegenden Version des Noah-MP-Modells in ARW 3.4.0 vereinzelt fehlerhaft berechnet wird. Eine Rückkopplung dieser unplausiblen Feuchtwerte auf die Simulation der Niederschläge konnte hingegen nicht nachgewiesen werden. Die zahlreichen Rechenläufe auf Basis des Noah-MP-Modells zur Ermittlung einer geeigneten Parametrisierung der Wolkenmikrophysik wurden daher nicht verworfen.

Es zeigte sich, dass die Parametrisierung der Wolkenmikrophysik die Simulation von Niederschlagsintensitäten und -summen maßgebend beeinflusst. Alle im Rahmen dieser Untersuchung gewählten Parametrisierungen lieferten plausible Ergebnisse. Die besten Ergebnisse wurden mit den Ansätzen nach Morrison und Thompson erzielt. Bezugnehmend auf die Korrelation weisen hingegen die WDM6-Läufe die beste Übereinstimmung mit den Beobachtungen auf. Die damit simulierten Niederschlagssummen sind jedoch etwa 50% zu hoch. Einzelne Ereignisse wurden zum Teil durch das Modell über- oder unterschätzt. Insbesondere die Niederschläge während der Schneeschmelze Ende März bzw. Anfang April 2006 sind durch große Unsicherheiten gekennzeichnet. Auch wenn die Simulation der Niederschläge auf kurzen Zeitskalen im für die Hydrologie geforderten Maße nur bedingt oder eingeschränkt möglich ist, so können für Monate und Halbjahre relativ gute Rekonstruktionen der räumlichen Niederschlagsverteilung mit ARW ermittelt werden.

Die Downscaling-Methode erwies sich dabei als wesentliche Einflussgröße. Eine Re-Initialisierung des Modells führte zu höheren Korrelationen bei den abgeleiteten Niederschlägen und Temperaturen. Bei den Re-Initialisierungsläufen konnte allerdings eine Überschätzung der Temperaturen im Frühjahr festgestellt werden. Die Verwendung der FDDA-Läufe kann als geeigneter Kompromiss angesehen werden, weil ähnlich gute Übereinstimmungen erzielt werden können. Außerdem bedingt die Re-Initialisierung eine um 50% erhöhte Simulationsdauer, da für jede Einzelsimulation von 36 h grundsätzlich jeweils die ersten 12 h Überlappung verworfen werden.

Wegen der insgesamt relativ guten Abbildung der Niederschlags- und Temperaturzeitreihen durch den Lauf mit Morrison-Wolkenmikrophysik, Noah-LSM und FDDA, wurde dieser Lauf als Referenzlauf für alle folgenden Auswertungen verwendet. Gute Übereinstimmungen konnten mit diesem Simulationslauf beim Vergleich mit Beobachtungen der Temperatur und Luftfeuchte erzielt werden. Bedingt durch die hohen Schwankungen von Windgeschwindigkeit, kurz- und langwelliger Strahlung konnten bei entsprechenden Vergleichen mit Beobachtungsdaten nicht annähernd so hohe Korrelationen erzielt werden wie bei den Variablen Temperatur und spezifische Feuchte. Dennoch können die Simulationsergebnisse unter Berücksichtigung der großen Variabilität dieser Zeitreihen auf kurzen Zeitskalen als relativ gut bewertet werden.

Für den Niederschlag sind die Abweichungen auf kleinen Zeitskalen allerdings als

zu hoch zu bewerten. Aus diesem Grund wird die eingangs formulierte Fragestellung, ob die meteorologischen Felder aus einem atmosphärischen Modell für die prozessorientierte Schneemodellierung geeignet sind, eingeschränkt. Es werden daher bei den nun folgenden Simulationen der Schneeakkumulation und der Schneeschmelze auf der Punkt- und Einzugsgebietsskala beobachtete Niederschlagsdaten verwendet. Die übrigen Variablen wie Temperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Strahlung werden aus dem Simulationslauf auf Basis von Morrison-Wolkenmikrophysik, Noah-LSM und FDDA für die entsprechenden Gitterzellen entnommen (siehe Abbildung 3.1 auf Seite 86). Mit dieser Konfiguration wurde zudem ein weiterer Simulationslauf für den Winter 2010/11 durchgeführt (vgl. Abschnitt 4.2.3).

7.2 Anwendung der Schneemodelle auf der Punktskala

7.2.1 Kalibrierung der Modelle

Einige der verwendeten Schneemodelle mussten zunächst anhand vorliegender Beobachtungen kalibriert werden. Von den drei in dieser Arbeit untersuchten Schneemodellen war dies nur für das Utah Energy Balance Modell notwendig, da der Ansatz nach Walter sowie ESCIMO nur hinsichtlich der Albedo zu kalibrieren sind. Für die Anwendung im Mittelgebirge hat sich gezeigt, dass die Verwendung der Standardwerte von Rohrer (1992) auch für die vorliegende Anwendung zu guten Simulationsergebnissen führt (vgl. Abschnitt 2.1.4). Die Grenztemperatur für die Unterteilung des Niederschlags in Regen und Schnee beträgt bei allen Modellen 1 bzw. 2 °C. Nur das Modell ESCIMO berücksichtigt die Feuchttemperatur als weiteres Kriterium.

Alle Simulationen zur Kalibrierung der Schneemodelle wurden für den Winter 2005/06 und die Station Torfhaus (805 m ü. NN) durchgeführt. Als Randbedingungen für die Schneemodelle sind Zeitreihen von Temperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit sowie kurz- und langwellige Strahlung aus dem ARW-Simulationslauf mit Morrison Wolkenmikrophysik, Noah-LSM und FDDA vorgegeben worden. Für die Variable Niederschlag wurde die Zeitreihe aus den vorliegenden Beobachtungen verwendet (siehe Abbildung 3.1 auf Seite 86). Als Vergleichsdaten lagen die Schneehöhe sowie der Abfluss des Schneelysimeters vor. Zu Vergleichszwecken wurden auch Simulationen mit dem Temperatur-Index-Verfahren durchgeführt. Für dieses Modell ist ebenfalls eine Kalibrierung erforderlich gewesen. Daher soll an dieser Stelle zunächst auf die Kalibrierung des Utah Energy Balance Modells und des Temperatur-Index-Verfahrens eingegangen werden.

Utah Energy Balance Modell

In Tabelle 6.2 in Abschnitt 6.5.2 sind die wichtigsten Modellparameter für das Utah Energy Balance Schneemodell enthalten. Verglichen mit den übrigen in dieser Arbeit untersuchten Modellen stellt es mit insgesamt neun (wesentlichen) Parametern das Modell mit den größten Freiheitsgraden hinsichtlich seiner Anpassung an Beobachtungsdaten dar. Die Dokumentation des Modells enthält einige aus Beispielanwendungen

gewonnene Einstellungen (Tarboton und Luce, 1996). Für die Station Torfhaus zeigte sich, dass die Beibehaltung der Standardwerte keine guten Anpassungen liefert, obwohl bei der Anwendung für ein neues Gebiet laut Tarboton und Luce (1996) kein oder nur ein „minimaler“ Kalibrieraufwand zu erbringen ist. Zwei mögliche Anpassungen des Modells an die beobachteten Schmelzabflüsse im Winter 2005/06 sind in Tabelle 7.4 gegenübergestellt.

Tab. 7.4: Auflistung von zwei Kalibrierungen des Utah Energy Balance Modells für das Schneelysimeter Torfhaus (805 m ü. NN) im Winter 2005/06. Die Modellanpassung ist für beide Parametersätze ähnlich gut.

Parameter	Nr. 1	Nr. 2
Grenztemperatur [°C]	1,0	1,0
Temperaturübergangsbereich [K]	0,8	0,8
Aerodynamische Rauigkeit z_0 [mm]	0,03	0,3
Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m h^{-1}]	20,0	20,0
Thermisch aktive Tiefe des Bodens [m]	0,4	0,4
Thermische Leitfähigkeit Schnee [m]	0,2	0,2
Neuschneeralbedo (VIS) [-]	0,9	0,9
Neuschneeralbedo (NIR) [-]	0,65	0,65
Faktor Waldbedeckung [-]	0,0	0,3
Korrelationskoeffizient r	0,85	0,84
RMSE [mm/h]	0,32	0,33
Modelleffizienz NSE	0,66	0,65

Mit beiden Parametersätzen lassen sich für die Station Torfhaus im Winter 2005/06 in etwa gleichwertige Ergebnisse erzielen. Sowohl der Korrelationskoeffizient als auch der RMSE und die Modelleffizienz sind fast identisch. Die Parametersätze unterscheiden sich nur hinsichtlich zweier Parametereinstellungen. Für die aerodynamische Rauigkeit z_0 ist beim zweiten Parametersatz das zehnfache des entsprechenden Wertes aus dem ersten Parametersatz eingestellt. Die damit erhöhte Rauigkeit wird in der zweiten Einstellung durch Festlegung eines Faktors für die Waldbedeckung kompensiert, welcher die Turbulenz und Strahlung reduziert. Die Rauigkeitslänge z_0 des ersten Parametersatzes liegt mit 0,03 mm außerhalb des durch Beobachtungen belegten Bereiches von z_0 -Werten. Entsprechende Werte von z_0 werden von Morris (1989) und King et al. (2008) aus der Literatur zusammengestellt. Für Schnee gibt beispielsweise Morris (1989) Werte von 0,2 mm bis 20 mm an (vgl. Abschnitt C im Anhang). Geringere Werte werden nur bei Eisflächen beobachtet (Morris, 1989; King et al., 2008).

Im zweiten Fall wurde ein Wert für z_0 gefunden, welcher sich besser in die vorhandenen Literaturwerte einordnen lässt. Um den dadurch erhöhten turbulenten Austausch zu reduzieren, musste im Gegenzug eine ‚Waldbedeckung‘ in die Berechnungen miteinbezogen werden. Diese Einstellung ist nicht völlig abwegig, da einerseits eventuell die Windgeschwindigkeit für die Station Torfhaus ebenso überschätzt wird wie im Falle der Station Braunlage (Abschnitt 7.1.7) und andererseits aus der Abbildung 4.2 auf Seite 89 eine gegenüber Wind relativ geschützte Stationslage ersichtlich ist.

Um nicht unrealistisch niedrige aerodynamische Rauigkeiten zu verwenden, wurde beschlossen, den Simulationen den zweiten Parametersatz mit der empirischen Wind-

und Strahlungskorrektur zu Grunde zu legen.

Temperatur-Index-Verfahren

Das Temperatur-Index-Verfahren lässt sich deutlich einfacher kalibrieren, da von einem Temperaturgrenzwert zur Differenzierung von Regen und Schnee abgesehen, nur der Gradtagfaktor kalibriert werden muss. Für das Schneelysimeter Torfhaus wurde ein relativ hoher Gradtagfaktor von $6,6 \text{ mm K}^{-1} \text{ d}^{-1}$ bei einer Grenztemperatur für die Regen-Schnee-Differenzierung von 1°C für die beste Anpassung ermittelt (vgl. Tabelle 2.5 auf S. 50).

7.2.2 Winter 2005/06

Der Winter 2005/06 (01.11.2005 bis 01.05.2006) wird analog zur Vorgehensweise zur Überprüfung der meteorologischen Felder aus ARW als Modellanpassungs- bzw. Kalibrierungszeitraum definiert. Eine Übersicht über die Witterung während der Schneeschmelze im Zeitraum 25.03.06 bis 09.04.06 gibt Abbildung E.1 im Anhang. Die Anpassungen der Parameter (Utah Energy Balance und Temperatur-Index) wurden bereits im vorangegangenen Abschnitt erläutert. Alle Simulationen der Punktskala beziehen sich auf die Station Torfhaus (805 m ü. NN) unter Verwendung der beobachteten Niederschläge und der übrigen Elemente aus dem Modell ARW (Morrison/FDDA). Bevor auf die Schneeschmelze im Detail eingegangen wird, sollen zunächst noch kurz einige Besonderheiten im Hinblick auf den Wasserdampftransport E und die Energiebilanz Q^* der Schneemodelle beschrieben werden.

Energiebilanz

Das Utah Energy Balance Modell und ESCIMO simulieren auch die Prozesse von Sublimation, Resublimation und Kondensation. Beim Original-Ansatz nach Walter et al. (2005) sowie in dem in dieser Arbeit modifizierten Ansatz ist die Kopplung von Energie- und Wasserbilanz für den Wasserdampf nicht implementiert. Mit dem Temperatur-Index-Verfahren können ebenfalls keine Aussagen zum Wasserdampftransport und zur Energiebilanz getroffen werden. Daher können die genannten Prozesse nur für die beiden erstgenannten Modelle ausgewertet werden. Abbildung 7.21 ermöglicht einen Vergleich der wesentlichen Energiebilanzkomponenten von ESCIMO und dem Utah Energy Balance Modell für das Schneeschmelzereignis im Frühjahr 2006.

Neben der Strahlungsbilanz Q^* ist auch die Albedo α als Zeitreihe enthalten, da diese die kurzwellige Strahlungsbilanz maßgeblich beeinflusst. Die Albedo wird realistisch von den Modellen abgebildet - auch hinsichtlich der Schneealterung (siehe Abschnitt 2.1.2). Das Utah Energy Balance Modell simuliert zudem Tagesgänge mit unterschiedlichen Strahlungsgeometrien. Bei niedrigem Sonnenstand ist die Albedo höher. Außerdem sind die turbulenten Wärmeströme in der Abbildung ergänzt. Die Energiebilanzkomponenten beider Modelle stimmen relativ gut überein. Positive Werte bedeuten, dass die Energiebilanzgrößen potentiell Energie für die Schneeschmelze bereitstellen. Die Strahlungsbilanz

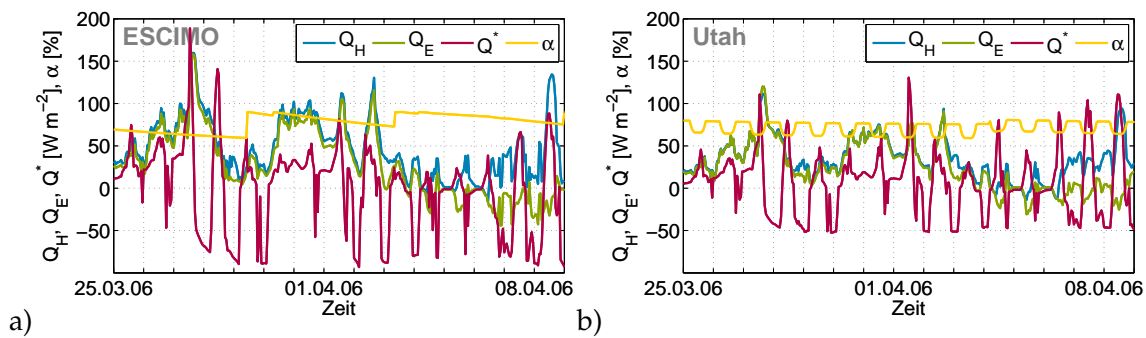


Abb. 7.21: Energieflussdichten wesentlicher Energiebilanzkomponenten im Kalibrierungszeitraum für die Simulationen an der Station Torfhaus (805 m ü. NN) im Frühjahr 2006. Die Übersicht bietet einen Vergleich des sensiblen Wärmestroms Q_H , des latenten Wärmestroms Q_E , der Strahlungsbilanz Q^* sowie der Albedo α für a) das Modell ESCIMO und b) das Utah Energy Balance Modell.

ist vor allem nachts negativ. Während des Regen-auf-Schnee-Ereignisses werden relativ milde und feuchte Luftmassen herangeführt, wodurch die turbulenten Wärmeströme eine Energiequelle darstellen, was auch aus den Mittelwerten aus Tabelle 7.5 hervorgeht.

Die Summe der Mittelwerte des sensiblen Wärmestroms Q_H , des latenten Wärmestroms Q_E sowie der Strahlungsbilanz Q^* entsprechen in etwa dem Mittelwert des Wärmestroms der Schneeschmelze ΔQ_M . Abweichungen ergeben sich durch die übrigen, hier nicht aufgeführten Energiebilanzkomponenten. Ein wesentlicher Anteil des Schneeschmelzereignisses wird dabei energetisch durch die Kondensation (Q_E) gespeist. Aus Sicht der Massenbilanz ist dieser Aspekt in Abbildung 7.22 veranschaulicht.

Beide Summenlinien entsprechen am Ende des Winters den Angaben aus Tabelle 7.5. Positive Steigungen können auf Sublimation (Senke in der Wasserbilanz), negative auf Resublimation und Kondensation (Quelle in der Massenbilanz) zurückgeführt werden. Resublimation tritt bei Schneetemperaturen unterhalb von 0 °C auf, während die Kondensation von Wasserdampf an einer schmelzenden Schneedecke von 0 °C in Form von Flüssigwasserdeposition typisch ist. Besonders auffällig ist die relativ intensive Kondensation während der Schneeschmelze Ende März bzw. Anfang April, die von beiden Modellen gleichermaßen simuliert wird. Diese ist mit den relativ hohen latenten Wärmeströmen in diesem Zeitraum verbunden. Solche hohen Energieeinträge durch die turbulenten Wärmeströme und insbesondere auch durch den latenten Wärmestrom sind typisch für Regen-auf-Schnee-Ereignisse (Marks et al., 1998).

Tab. 7.5: Mittelwerte von Energieflussdichten während der Schneeschmelze im Frühjahr 2006 an der Station Torfhaus (805 m ü. NN), berechnet mit dem Modell ESCIMO und dem Utah Energy Balance Modell. Die hier zusammengestellten Werte der Energiebilanzkomponenten sind Mittelwerte für den Zeitraum 25.03.06 bis 09.04.06. Q_H = sensibler Wärmestrom, Q_E = latenter Wärmestrom, ΔQ_M = Wärmestrom der Phasenübergänge (gefrieren \leftrightarrow auftauen). Der Wasserdampftransport E ist die Summe für das gesamte Winterhalbjahr vom 01.11.05 bis 01.05.06 in mm.

	Q_H [W m ⁻²]	Q_E [W m ⁻²]	Q^* [W m ⁻²]	ΔQ_M [W m ⁻²]	E [mm]
ESCIMO	47,8	29,8	-0,7	81,4	-5,9
Utah Energy Balance	34,5	24,4	6,2	68,5	-24,7

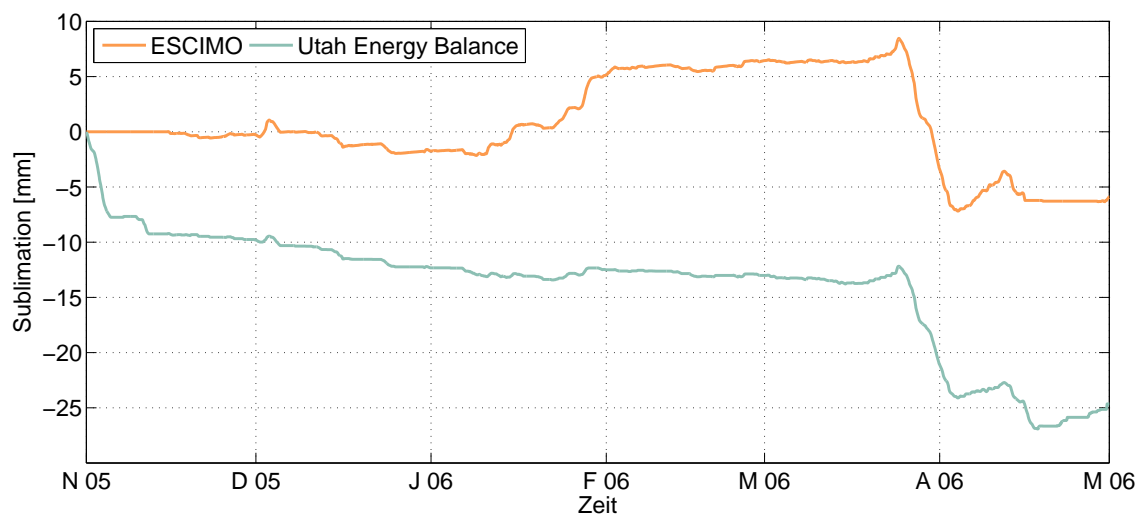


Abb. 7.22: Mit ESCIMO und dem Utah Energy Balance Modell simulierte Summenlinien der (Re-)Sublimation bzw. Kondensation im Winter 2005/06 an der Station Torfhaus (805 m ü. NN).

Massenbilanz

Nach der Energiebilanz soll nun die Massenbilanz des Ereignisses detailliert erläutert werden. In Abbildung 7.23 sind die Zeitreihen des Wasseräquivalents der Schneedecke aus den Simulationen mit den vier Modellen gegenübergestellt. Es wurden Simulationen mit dem Temperatur-Index-Verfahren, dem modifizierten Ansatz nach Walter, ESCIMO sowie dem Utah Energy Balance Modell durchgeführt. Zum Vergleich sind der Darstellung die beobachteten Schneehöhen als Zeitreihe hinzugefügt worden.

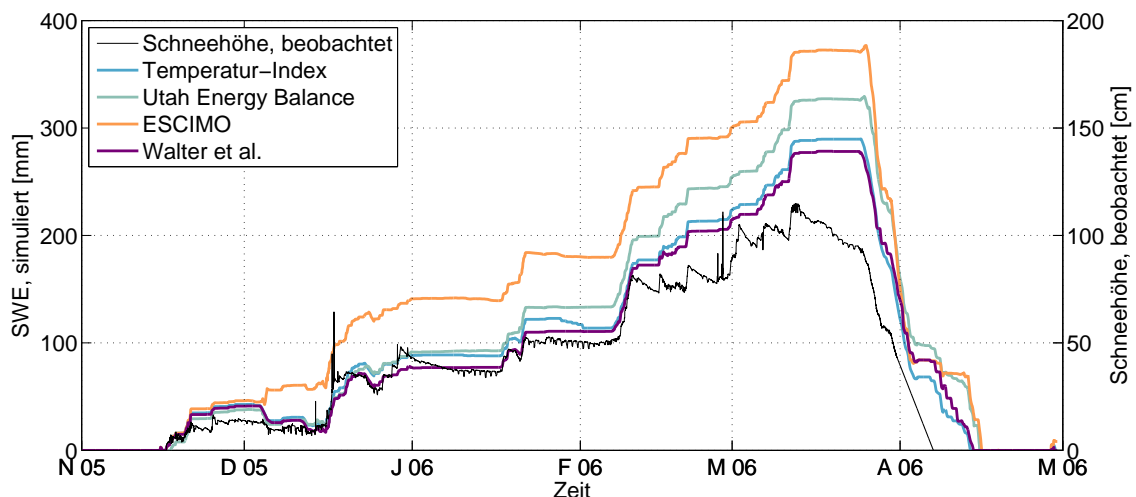


Abb. 7.23: Simulation des Wasseräquivalents der Schneedecke für die Station Torfhaus (805 m ü. NN) mit verschiedenen Schneemodellen im Winter 2005/06. Zum Vergleich sind die beobachteten Schneehöhen in der Darstellung enthalten.

Zu beachten ist, dass das Wasseräquivalent nicht direkt mit der beobachteten Schneehöhe vergleichbar ist. Wie in Kapitel 2 erläutert, ist der Zusammenhang zwischen beiden Größen wegen der zeitinvarianten Lagerungsdichte zeitlich nicht konstant. Ein qualitativer Vergleich ist möglich, insbesondere um den Beginn der Akkumulation und den

Zeitpunkt des Abtauens bewerten zu können.

Die Ergebnisse der vier Schneemodelle ergeben ein einheitliches Bild. Wesentliche Unterschiede zeigen sich nur beim Vergleich des maximalen Wasseräquivalents. Die simulierten Werte umfassen einen Bereich von 280 mm (Walter) bis 370 mm (ESCIMO). Diese Unterschiede sind durch die Simulation der Schnee-Akkumulation bedingt. Durch feste Grenzwerte der Feuchttemperatur von 2 °C und der Temperatur von 3 °C (Schnee wird nur beim Unterschreiten beider Grenzwerte angenommen), berechnet das Modell ESCIMO einen insgesamt intensiveren Aufbau der Schneedecke, da ein größerer Anteil der Niederschläge als Schnee klassifiziert wird. Die übrigen drei Modelle enthalten einen einfachen Temperaturgrenzwert.

Interessanterweise liegen die mit den verschiedenen Modellen berechneten Zeitpunkte, an denen der Schnee jeweils vollständig abgeschmolzen ist, nur geringfügig auseinander. Alle Schneemodelle simulieren das Abschmelzen zu einem späteren Zeitpunkt als es aus der Beobachtung hervorgeht. Um die Schneeschmelze detaillierter untersuchen zu können, enthält Abbildung 7.24 die für die vier Schneemodelle wesentlichen Zeitreihen.

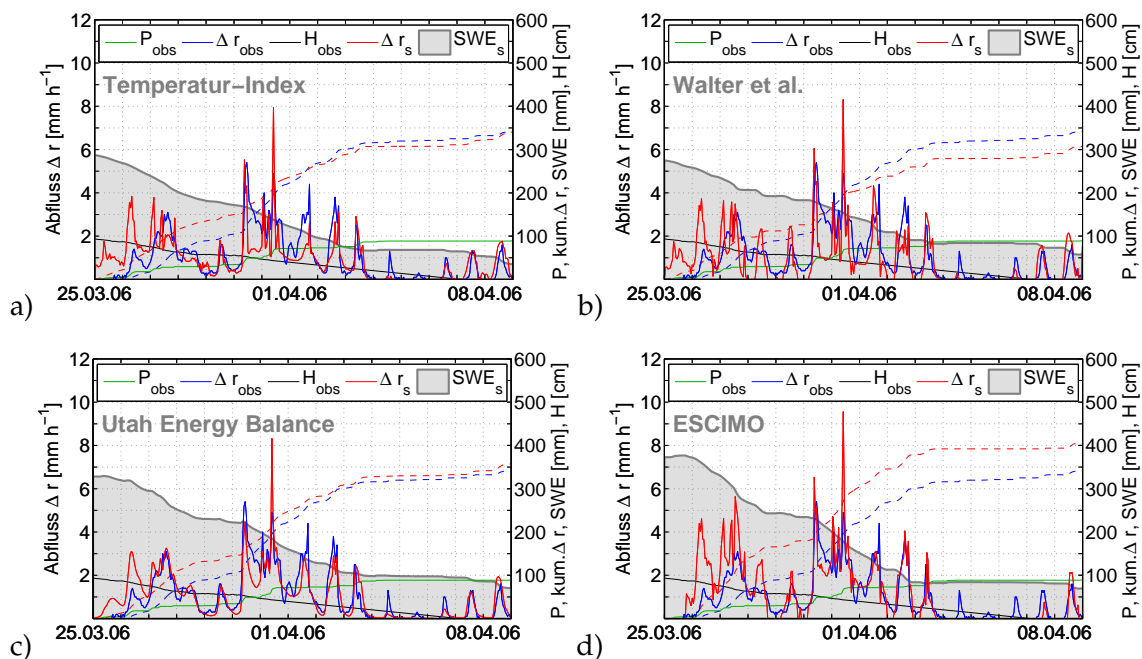


Abb. 7.24: Simulationsergebnisse für das Schneelysimeter Torfhaus (805 m ü. NN) mit verschiedenen Schneemodellen im Kalibrierungszeitraum (Winter 2005/06): a) Temperatur-Index-Verfahren. b) Modifizierter Ansatz nach Walter. c) Utah Energy Balance Modell. d) ESCIMO. Δr_s = simulierter Schmelzabfluss und Δr_{obs} = beobachteter Schmelzabfluss. Die gestrichelten Linien repräsentieren die entsprechenden kumulierten Abflusshöhen. SWE_s = Wasseräquivalent der Schneedecke, P_{obs} = Summenlinie des Niederschlags sowie H_{obs} = beobachtete Schneehöhe.

Jede Teilabbildung in Abbildung 7.24 enthält den simulierten (Δr_{sim}) und den beobachteten Schmelzabfluss (Δr_{obs}). Zudem sind diese beiden Zeitreihen zusätzlich noch als Summenlinien ergänzt, um einen Überblick über die gesamte Wasserabgabe aus der Schneedecke zu jedem Zeitpunkt zu erhalten. Der Vergleich mit der zusätzlich dargestellten Summenlinie des Niederschlags und der gleichzeitige Rückgang des Was-

seräquivalents hebt die Bedeutung der Schneeschmelze in diesem Zeitraum hervor. Die Abflusshöhe im gezeigten Zeitraum ist mehr als dreimal höher als die Niederschlagshöhe.

Gegenüber einem ausschließlichen Vergleich anhand des simulierten Wasseräquivalents für das gesamte Winterhalbjahr sind hier weitere Details erkennbar. Sieht man vom jeweiligen Beginn der Zeitreihen ab, lässt sich feststellen, dass die Tagesgänge des beobachteten Schmelzabflusses von allen Modellen relativ gut wiedergegeben werden. Alle Schneemodelle simulieren für den 09.04.2006 noch ein Wasseräquivalent von 50 bis 80 mm, obwohl aus der Beobachtung hervorgeht, dass die beobachtete Schneehöhe null ist. Möglicherweise liegen ab hier auch Messungenauigkeiten vor, denn zeitgleich werden Schmelzabflüsse beobachtet und simuliert, die nicht aus Regenwasser stammen können, da dieser Zeitraum niederschlagsfrei war.

Die entsprechenden statistischen Kenngrößen für den obig rein visuell beschriebenen Zeitreihenvergleich können Tabelle 7.6 entnommen werden. Neben Mittelwert und Standardabweichung für die Zeitreihen aus den Simulationen und der Beobachtung umfasst Tabelle 7.6 auch die in Abschnitt D im Anhang beschriebenen statistischen Maßzahlen zur Bewertung zweier Zeitreihen. Zudem sind die entsprechenden Angaben noch für die einfache Annahme aufgeführt, dass sämtlicher Niederschlag als Regen fällt (‚kein Schneemodell‘).

Tab. 7.6: Statistische Auswertung der Simulationsläufe mit den Schneemodelen im Winter 2005/06 auf der Punktskala. Die Tabelle enthält die im Zeitraum 25.03.06 bis 09.04.06 beobachteten ($\Delta \bar{r}_{obs}$) und simulierten ($\Delta \bar{r}_{sim}$) Mittelwerte des Schmelzwasserabflusses, die Standardabweichungen ($\sigma_{\Delta r_{obs}}$ und $\sigma_{\Delta r_{sim}}$) sowie die Gütekriterien der Simulationsläufe R , $RMSE$ und NSE .

	$\Delta \bar{r}_{obs}$ [mm h ⁻¹]	$\Delta \bar{r}_{sim}$ [mm h ⁻¹]	$\sigma_{\Delta r_{obs}}$ [mm h ⁻¹]	$\sigma_{\Delta r_{sim}}$ [mm h ⁻¹]	R [-]	$RMSE$ [mm h ⁻¹]	NSE [-]
kein Schneemodell	0,90	0,24	1,09	0,71	0,44	1,20	-0,22
Temperatur-Index	0,90	0,90	1,09	0,96	0,72	0,78	0,49
mod. Walter	0,90	0,83	1,09	1,11	0,67	0,89	0,32
Utah Energy Balance	0,90	0,94	1,09	1,04	0,86	0,57	0,73
ESCIMO	0,90	1,05	1,09	1,42	0,81	0,85	0,40

Die Werte aus Tabelle 7.6 belegen, dass die Verwendung eines Schneemodells in allen Fällen zu deutlich besseren Simulationsergebnissen gegenüber der o.g. Annahme (kein Schneemodell) führt. Wie es auch anhand der Summenlinien ersichtlich ist, wird der Mittelwert der Beobachtung gut durch die Schneemodelle rekonstruiert. Auch die Abbildung der Variabilität durch die Modelle kann wegen der sehr ähnlichen Standardabweichungen als relativ gut angesehen werden. Die Korrelationskoeffizienten R weisen ebenfalls auf eine gute Anpassung hin. Bezogen auf den Mittelwert ist der $RMSE$ relativ hoch. Die hier erzielten Modelleffizienzen sind verglichen mit entsprechenden Werten von Simulationen auf der Einzugsgebietsskala etwas geringer. Bei der Bewertung dieser Ergebnisse ist zu berücksichtigen, dass die saisonale Schneedecke im Mittelgebirge nur eine begrenzte Speicherwirkung hat, sodass Schneeschmelze und Regenwasser nach Füllung des Flüssigwasserspeichers relativ schnell abfließen. Die fehlende Speicherwirkung und die damit verbundene schnelle Reaktion des Lysimeters bzw. des Modells führt dazu, dass die

Simulationsgüte insgesamt unterhalb entsprechender Werte eines Einzugsgebietes liegen dürften.

Das komplexe Utah Energy Balance Modell liefert bei diesem Vergleich die besten Ergebnisse. Die damit erzielte Modelleffizienz von 0,73 nähert sich sogar an typische Werte für Einzugsgebietssimulationen an. Das Modell ESCIMO weist mit 0,40 demgegenüber eine schlechtere Anpassung auf. Dies kann auf die Überschätzung der Schneeschmelze zu Beginn des ausgewählten Zeitraums zurückgeführt werden. Der zeitliche Verlauf wird hingegen ähnlich gut abgebildet wie beim Utah Energy Balance Modell, da der Korrelationskoeffizient mit 0,81 fast dem entsprechenden Wert von 0,85 des Utah Energy Balance Modells entspricht.

Der modifizierte Ansatz nach Walter ist durch die geringste Anpassungsgüte ($NSE = 0,32$) der aufgelisteten Schneemodelle gekennzeichnet. Das Temperatur-Index-Verfahren, das an anhand dieses Ereignisses kalibriert wurde, erlaubt mit $NSE = 0,49$ eine bessere Abbildung der Schneeschmelze. Alle Modelle überschätzen die Schneeschmelze am 31.03.2006.

7.2.3 Winter 2010/11

Alles Simulationsläufe aus Abschnitt 7.2.2 wurden auch für den Winter 2010/11 durchgeführt. Da einige Beobachtungsdaten nur bis März 2011 zur Verfügung standen und Ende März ohnehin kein Schnee mehr beobachtet wurde, bezieht sich die Auswertung nur auf den Zeitraum bis zum 31.03.2011. Dieses Winterhalbjahr unterscheidet sich hinsichtlich der Witterung vom Winter 2005/06. Eine Charakterisierung der Witterung auf Basis von Monatsmitteln ist für beide Winter in Abschnitt 4.2.3 beschrieben. Einen Vergleich auf kürzeren Zeitskalen für den Zeitraum der Schneeschmelze bieten die Abbildungen E.1 und E.2 im Anhang. Die folgenden Erläuterungen beziehen sich auf die beiden genannten Darstellungen im Anhang.

Unterschiede zum Kalibrierungszeitraum

Bei beiden Auswertungszeiträumen handelt es sich um Regen-auf-Schnee-Ereignisse, wobei im März 2006 deutlich höhere Niederschlagsintensitäten registriert wurden als im Januar 2011. Die Schneeschmelze setzte im Jahr 2006 erst Ende März bzw. Anfang April ein. Hingegen folgte einer intensiven Schneeakkumulation im Dezember 2010 bereits im Januar 2011 das Hauptschneeschmelzereignis in diesem Jahr. In den zweiwöchigen Zeiträumen wurden jeweils rund 100 mm Niederschlag registriert. Die Differenzen zwischen Temperatur und Taupunkt waren insgesamt relativ niedrig, was einen Hinweis auf eine hohe relative Luftfeuchte gibt. Im Frühjahr 2006 wurden während der Schneeschmelze mehr Sonnenstunden beobachtet als im Januar 2011. Eine hohe relative Sonnenscheindauer im März bzw. April ist zudem mit deutlich höheren Strahlungsflussdichten der Globalstrahlung verbunden als im Januar. So ist der Zwischenhochdruckeinfluss Anfang April 2006 mit Strahlungswetter (hohe Sonnenscheindauer bzw. Globalstrahlung) und ausgeprägten Differenzen zwischen Temperatur und Taupunkt verbunden. Die maxima-

len Temperaturen waren im Frühjahr 2006 höher als im Januar 2011. Aus diesem Grund kann die gewählte Simulationsstrategie als differentieller Split-Sample-Test eingeordnet werden, da die Bedingungen des Validierungszeitraums nachweislich von denen des Kalibrierungszeitraums abweichen.

Energiebilanz

Aufgrund dieser unterschiedlichen Witterungsbedingungen unterscheiden sich die genannten Schmelzereignisse auch hinsichtlich der Energiebilanz. Analog zur Beschreibung der Energiebilanz für den Kalibrierungszeitraum werden die Zeitreihen der wichtigsten Energiebilanzkomponenten in der Abbildung 7.25 und deren Mittelwerte in Tabelle 7.7 zusammengestellt. Auch hier lässt sich eine gute Übereinstimmung der Simulationen beider Modelle für die gezeigten Energiebilanzkomponenten feststellen. Es können zwei wesentliche Schmelzabschnitte mit relativ hohen Werten der turbulenten Wärmeströme identifiziert werden. Die Strahlungsbilanz ist weniger bedeutend als während der Schmelze des Kalibrierungszeitraums.

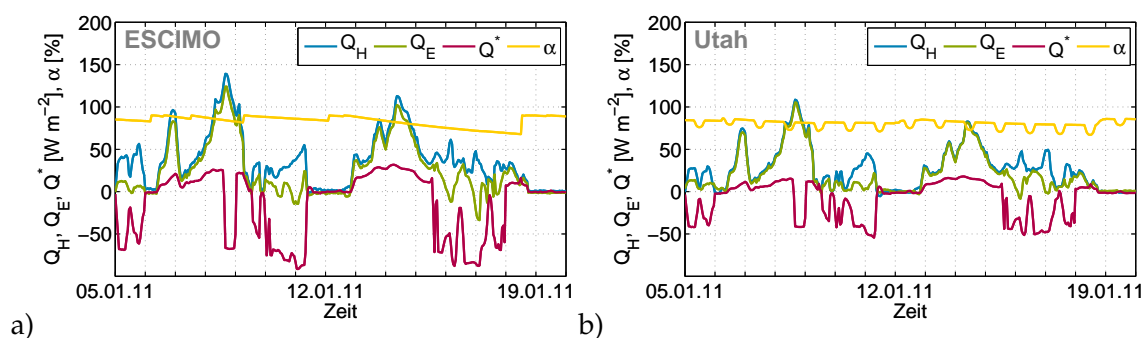


Abb. 7.25: Energieflussdichten wesentlicher Energiebilanzkomponenten im Validierungszeitraum für die Simulationen an der Station Torfhaus (805 m ü. NN) im Januar 2011. Die Übersicht bietet einen Vergleich des sensiblen Wärmestroms Q_H , des latenten Wärmestroms Q_E , der Strahlungsbilanz Q^* sowie der Albedo α für a) das Modell ESCIMO und b) das Utah Energy Balance Modell.

Der niedrigere Beitrag der Strahlungsbilanz an der Schneeschmelze spiegelt sich auch in den Mittelwerten aus Tabelle 7.7 wider. Von beiden Modellen werden negative Mittelwerte der Strahlungsbilanz Q^* simuliert. Dies bedeutet, dass die Energiebilanz während der Schneeschmelze im Januar 2011 im Mittel durch eine Strahlungsflussdivergenz gekennzeichnet ist. Dieses Energiedefizit muss durch die turbulenten Wärmeströme $Q_H + Q_E$ ausgeglichen werden, um den Schnee aufzutauen.

Tab. 7.7: Mittelwerte von Energieflussdichten während der Schneeschmelze im Januar 2011 an der Station Torfhaus (805 m ü. NN), berechnet mit dem Modell ESCIMO und dem Utah Energy Balance Modell. Die hier zusammengestellten Werte der Energiebilanzkomponenten sind Mittelwerte für den Zeitraum 05.01.11 bis 20.01.11. Q_H = sensibler Wärmestrom, Q_E = latenter Wärmestrom, ΔQ_M = Wärmestrom der Phasenübergänge (gefrieren \leftrightarrow auftauen). Der Wasserdampftransport E ist die Summe für den Zeitraum vom 01.11.10 bis 31.03.11 in mm.

	Q_H [W m ⁻²]	Q_E [W m ⁻²]	Q^* [W m ⁻²]	ΔQ_M [W m ⁻²]	E [mm]
ESCIMO	37,2	24,2	-14,8	53,3	-7,4
Utah Energy Balance	26,9	21,0	-8,3	39,4	-37,7

Die simulierten Summen des Wasserdampftransportes sind kleiner (in absoluten Zahlen größer) als im Kalibrierungszeitraum. Beide Modelle simulieren damit im Mittel eine Resublimation bzw. Kondensation von Wasserdampf an der Schneedecke. Im Gegensatz zum Kalibrierungszeitraum sind die Zeitreihen nur bis zum 31.03.2011 ausgewertet worden. Dementsprechend dürften die Halbjahressummen (in absoluten Zahlen) noch darüber liegen. Der wesentliche Unterschied zwischen beiden Wintern dürfte in der milderen Witterung des Winters 2010/11 begründet sein.

Massenbilanz

Die Massenbilanz der Schneemodelle soll zunächst anhand der simulierten Zeitreihen des Wasseräquivalents erläutert werden (Abbildung 7.26). Der Verlauf der beobachteten Schneehöhe wird relativ gut von allen Modellen wiedergegeben. Die Akkumulation und die Schneeschmelze werden zeitlich gut abgebildet. Nur das modifizierte Schneemodell nach Walter überschätzt offensichtlich das Wasseräquivalent. Die übrigen drei Schneemodelle simulieren im Februar nur sehr geringe Werte des Wasseräquivalents, die möglicherweise die beobachtete Schneehöhe von bis zu 10 bis 20 cm nur bedingt repräsentieren. Die Ergebnisse können dennoch als gut bewertet werden.

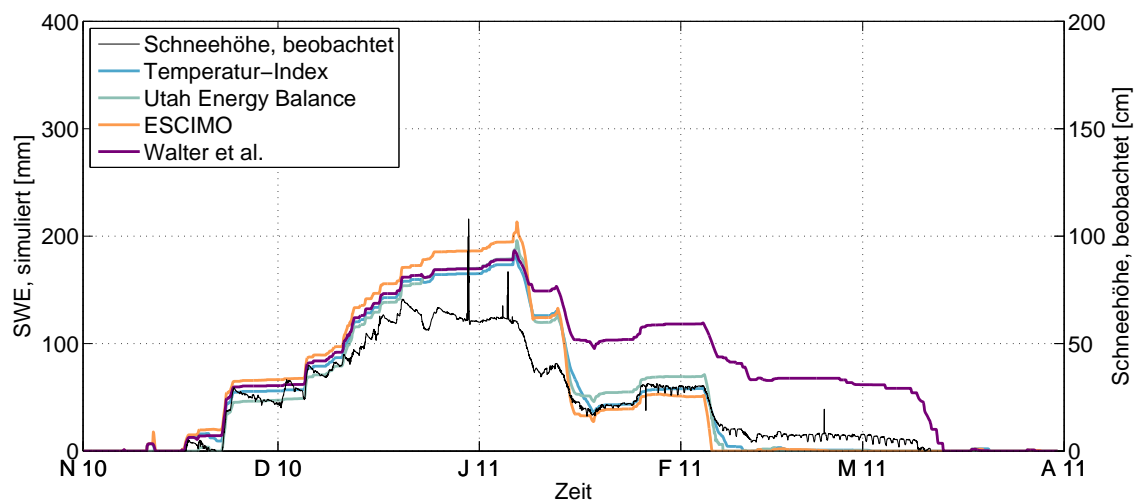


Abb. 7.26: Simulation des Wasseräquivalents der Schneedecke für die Station Torfhaus (805 m ü. NN) mit verschiedenen Schneemodellen im Winter 2010/11. Zum Vergleich sind die beobachteten Schneehöhen in der Darstellung enthalten.

Etwas detaillierter sollen auch im Zuge der Validierung die Zeitreihen des Schmelzabflusses untersucht werden. In Abbildung 7.27 sind die Ergebnisse der vier untersuchten Schneemodelle zusammengetragen. Sowohl der Verlauf des Schmelzabflusses als auch die Abflusshöhen decken sich bei den Simulationen gut mit der Beobachtung. Die Simulationsergebnisse des modifizierten Ansatzes nach Walter deuten auf eine zu geringe Schneeschmelze hin, was auch schon im Zusammenhang mit den Simulationen des Wasseräquivalents erläutert wurde. Die beiden Regen-auf-Schnee-Ereignisse werden insbesondere vom Utah Energy Balance Modell und von ESCIMO gut rekonstruiert. Dieser Aspekt spiegelt sich auch in den statistischen Kenngrößen der Zeitreihenstatistik

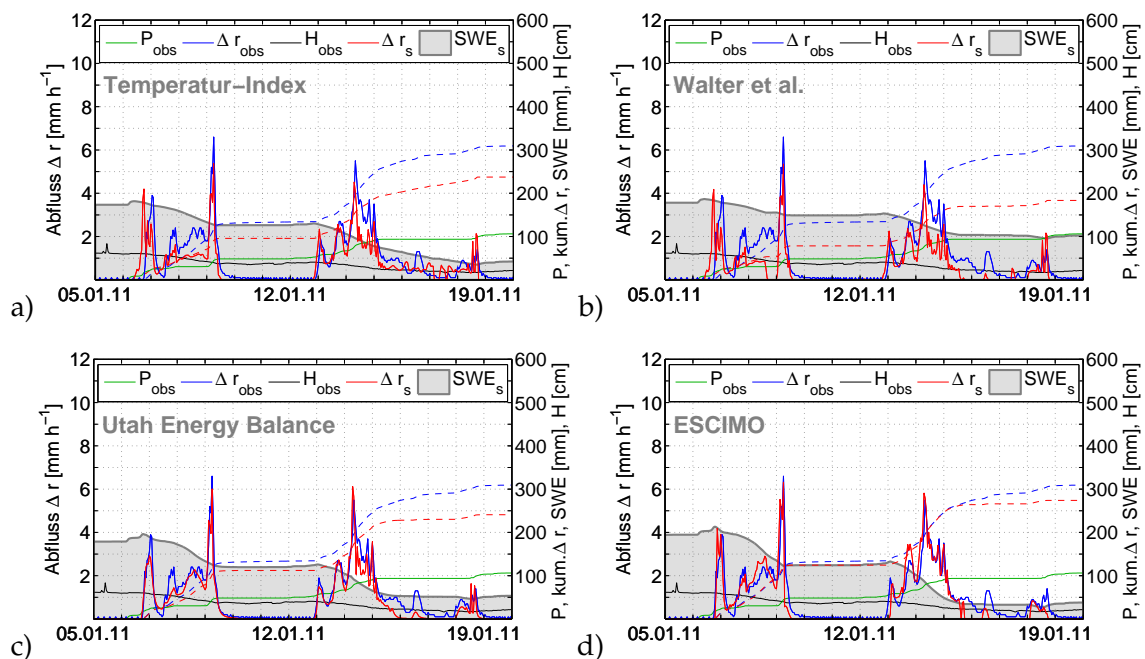


Abb. 7.27: Wie Abb. 7.24, Bezugszeitraum ist hier der Validierungszeitraum (Winter 2010/11). Die Parametereinstellungen wurden beibehalten.

aus Tabelle 7.8 wider.

Der Mittelwert des Schmelzabflusses von $0,81 \text{ mm h}^{-1}$ wird am besten durch das Modell ESCIMO mit $0,71 \text{ mm h}^{-1}$ wiedergegeben, gefolgt vom Utah Energy Balance Modell mit $0,63 \text{ mm h}^{-1}$. Bei den Standardabweichungen liegt das Utah Energy Balance Modell mit $1,02 \text{ mm h}^{-1}$ dem beobachteten Wert von $1,11 \text{ mm h}^{-1}$ am nächsten. Die Differenz der Standardabweichungen zwischen Beobachtung und ESCIMO ist nur geringfügig größer. Auch im Hinblick auf den Korrelationskoeffizienten R , RMSE und die Modelleffizienz NSE weisen die beiden genannten Modelle mit Werten von $0,87$ (Utah) und $0,80$ (ESCIMO) eine sehr gute Anpassung auf. Die erzielten Werte der Modelleffizienz sind für das untersuchte Ereignis vergleichbar mit entsprechenden Werten für die Einzugsgebietskala. In einem Einzugsgebiet wirken Dämpfung und Verzögerung ausgleichend auf die Impulse (von Regen oder Schneeschmelze). Dieser Effekt wirkt sich im Allgemeinen begünstigend auf die Abbildung des Abflusses aus.

Das Temperatur-Index-Verfahren folgt hinsichtlich der Modelleffizienz mit $0,67$ den zuvor genannten Modellen und liefert im Ergebnis auch hier eine bessere Anpassung als der modifizierte Ansatz nach Walter mit dessen Simulation nur $0,53$ erzielt wurden. Mit diesen beiden Modellen werden die Maxima am 09. und 14.01.11 im Gegensatz zu ESCIMO oder dem Utah Energy Balance Modell unterschätzt.

7.2.4 Zusammenfassung

Fasst man die kurze Beschreibung der mit den vier Schneemodellen durchgeführten Simulationsläufe zusammen, kann die Validierung als erfolgreich bewertet werden. Die

Tab. 7.8: Statistische Auswertung der Simulationsläufe mit den Schneemodellen im Winter 2010/11 auf der Punktskala. Die Tabelle enthält die im Zeitraum 05.01.11 bis 20.01.11 beobachteten (Δr_{obs}) und simulierten (Δr_{sim}) Mittelwerte des Schmelzwasserabflusses, die Standardabweichungen ($\sigma_{\Delta r_{obs}}$ und $\sigma_{\Delta r_{sim}}$) sowie die Gütekriterien der Simulationsläufe R, RMSE und NSE.

	Δr_{obs} [mm h ⁻¹]	Δr_{sim} [mm h ⁻¹]	$\sigma_{\Delta r_{obs}}$ [mm h ⁻¹]	$\sigma_{\Delta r_{sim}}$ [mm h ⁻¹]	R [-]	RMSE [mm h ⁻¹]	NSE [-]
kein Schneemodell	0,81	0,28	1,11	0,62	0,56	1,06	0,09
Temperatur-Index	0,81	0,62	1,11	0,87	0,84	0,63	0,67
mod. Walter	0,81	0,48	1,11	0,83	0,78	0,76	0,53
Utah Energy Balance	0,81	0,63	1,11	1,02	0,95	0,40	0,87
ESCIMO	0,81	0,71	1,11	1,21	0,92	0,50	0,80

Modelleffizienz verbesserte sich gegenüber den Kalibrierungsläufen sogar. Am deutlichsten wurde dieser Effekt im Zusammenhang mit dem Modell ESCIMO, welches zu Beginn des Kalibrierungszeitraums zu hohe Schmelzraten berechnete. Das Modell wurde mit den Standardwerten ohne Kalibrierung für beide Winter eingesetzt. Die umfangreiche Kalibrierung und die Entscheidung für eine von zwei Parametersätzen des Utah Energy Balance Modells konnte durch die sehr guten Ergebnisse des Validierungslaufs bestätigt werden.

Das Temperatur-Index-Verfahren, welches ebenfalls für die vorliegende Anwendung kalibriert wurde, zeigte bei der Zeitreihenauswertung im Zuge der Validierung gute Ergebnisse. Nur die Maxima wurden leicht unterschätzt. Auch die maximalen Schmelzabflüsse, welche mit dem modifizierten Ansatz nach Walter berechnet wurden, liegen unterhalb der Beobachtung. Auch wenn die Simulationen nicht eine so hohe Güte der Modellanpassung aufweisen wie die übrigen drei Schneemodelle, können die Ergebnisse als plausibel angesehen werden. Die hier durchgeführte Anwendung bestätigt auch die mit ARW durchgeführten Simulationen als Datengrundlage für die Anwendung von Schneemodellen auf der Punktskala.

7.3 Anwendung der Schneemodelle auf der Einzugsgebietsskala

Die erfolgreiche Anwendung von Schneemodellen auf der Punktskala, wie es am Beispiel der Station Torfhaus demonstriert wurde, führt nicht notwendigerweise zu ähnlich guten Anpassungen der eingesetzten Modelle auf der Skala eines Einzugsgebietes. Dies liegt im Wesentlichen in der Heterogenität der Flächenelemente in einem hydrologischen Modell sowie im Wechsel dominanter Prozesse beim Skalenübergang begründet. Dieser Aspekt, welcher die Skalenunsicherheiten in den Prozessbeschreibungen zusammenfasst, wurde bereits in Abschnitt 2.4 erläutert.

Für die Anwendung der Schneemodelle auf das Einzugsgebiet der Sieber wird im Zusammenhang mit dieser Problematik eine weitere Schwierigkeit offenkundig. Wie in Abschnitt 4.2 beschrieben, sind etwa 75% der Einzugsgebietsfläche der Sieber bis zum Pegel Pionierbrücke (44 km²) dichter Nadelwald. Im Zuge des Abschnitts 2.1.5 wurden die Besonderheiten der Schneeprozesse in Wäldern erläutert. Gegenüber Freiflächen sind in Waldbeständen abweichende meteorologische Bedingungen vorzufinden. Diese

Aspekte konnten nicht auf der Punktskala im Detail untersucht werden, da keine Daten einer entsprechenden Messstation unter Bäumen verfügbar waren. Daher müssen im Zuge des Upscalings der Prozessbeschreibungen auch Annahmen für die Parametrisierung der Schneeprozesse in Wäldern getroffen werden. Wegen dieser Unsicherheiten werden die für die Anwendung auf der Einzugsgebietsskala in PANTA RHEI implementierten Schneemodelle einer erneuten Kalibrierung unterzogen.

Alle auf der Einzugsgebietsskala durchgeführten Simulationen basieren auf beobachteten Zeitreihen des Niederschlags. Die übrigen meteorologischen Felder wie Temperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Strahlung standen flächendeckend als Rasterdatensatz für jeden Zeitraum aus dem ARW-Simulationslauf mit Morrison Wolkenmikrophysik, Noah-LSM und FDDA zur Verfügung (siehe Abbildung 3.1 auf Seite 86). Damit wurde die gleiche Vorgehensweise gewählt wie bei den Untersuchungen auf der Punktskala. Hier wurden anstelle eines Gitterelementes im Bereich einer Station alle Gitterzellen, die das Siebergebiet abdecken, flächendifferenziert berücksichtigt.

7.3.1 Kalibrierung

Die Untersuchung eines dicht bewaldeten Einzugsgebietes bedingte die Anpassung aller getesteten Schneemodelle. Um die Variabilität der Landnutzung, insbesondere auch hinsichtlich der Bestandsdichte abbilden zu können, wurden für die Landnutzung Wald LAI-Werte (Blattflächenindex) und Vegetationsbedeckungsgrade in PANTA RHEI vorgegeben. Für sehr aufgelockerte Waldanteile, wie sie im Bereich des Hochmoores auf dem Acker-Bruchberg-Höhenzug zu finden sind, wurde eine Vegetationsbedeckungsgrad von 0,5 festgelegt. Für dichten Nadelwald beträgt der entsprechende Wert 0,9. Zudem wurde ein LAI-Wert von 4,5 gewählt. Dieser liegt etwas unterhalb typischer Literaturwerte von *Picea abies*. Für Europa geben Breuer et al. (2003) entsprechende Werte von 5,6 bis 8,4 an. Der etwas niedriger eingestellte Wert soll neben der Vegetationsbedeckung Bereiche im Gebiet mit Lichtungen und anderen Landnutzungen erfassen. Gegenüber einzelnen Bäumen oder dichten Beständen dürfte der Wert für ein ganzes Einzugsgebiet trotz der hohen Waldanteile unterhalb der genannten Literaturwerte liegen.

LAI und Vegetationsbedeckungsgrad liegen damit für alle relevanten Landnutzungen vor. Bei der Programminitialisierung von PANTA RHEI werden diese Tabellenwerte allen Hydrotopen landnutzungsabhängig zugewiesen. Die in PANTA RHEI vorgegebenen Flächenwerte stehen für alle Prozessbeschreibungen gleichermaßen bereit. Um den unterschiedlichen Prozessbeschreibungen der Schneemodelle Rechnung zu tragen und um Anpassungen an den einzelnen Schneemodellen vornehmen zu können, wurden die in den Tabellen 6.1 bis 6.3 festgelegten Korrekturparameter angepasst. Für den modifizierten Ansatz nach Walter und das Utah Energy Balance Modell entsprechen diese Kalibrierparameter einer linearen Skalierung des Vegetationsbedeckungsgrades auf Hydrotopenebene. Für ESCIMO mit dem Waldschneemodell (hier +Canopy genannt) kann mit diesem Parameter der LAI-Wert des Hydrotops linear skaliert werden. Das

Temperatur-Index-Verfahren enthält einen Parameter zur Skalierung der Gradtagwerte aus Tabelle 2.5 (es wurden für Winterwerte jeweils die Untergrenzen gewählt), welche ebenfalls für verschiedene Landnutzungen tabellarisch vorliegen. Parametereinstellungen gelten in PANTA RHEI für ein Einzugsgebiet bis zum gewählten Pegel. Die im Zuge der Kalibrierung ermittelten Parameter können Tabelle 7.9 entnommen werden.

Tab. 7.9: Kalibrierung der Schneemodelle für das Einzugsgebiet der Sieber. Angegeben ist hier jeweils der wesentliche Parameter zur Berücksichtigung von Wäldern bei der Schneemodellierung.

Schneemodell	Parameter	eingestellter Wert
Temperatur-Index-Verfahren	Faktor Gradtagwert	2,00
mod. Walter	Faktor Waldbedeckung	0,75
Utah Energy Balance	Faktor Waldbedeckung	0,50
ESCIMO+Canopy	Faktor LAI	1,00

Für das Temperatur-Index-Verfahren sind keine weiteren Parameter zu beachten. Auch wurde keine Modifikation der Albedoparameter für ESCIMO+Canopy und den modifizierten Ansatz nach Walter durchgeführt. Wie bei der Kalibrierung der Punktskalenmodelle sind die Literaturwerte beibehalten worden. Nur das Utah Energy Balance Modell musste wegen der deutlich größeren Anzahl von Parametern einer umfangreicheren Kalibrierung auf der Einzugsgebietsskala unterzogen werden. Der Parametersatz, welcher bei der Punktskalenkalibrierung verwendet wurde, musste über den Faktor Waldbedeckung hinaus angepasst werden. Diese Anpassung wird anhand des Vergleiches der eingestellten Parameter für die Punkt- und Einzugsgebietsskala deutlich (Tabelle 7.10).

Tab. 7.10: Kalibrierung des Utah Energy Balance Modells für das Einzugsgebiet der Sieber im Winter 2005/06. Die entsprechenden Werte der Punktskala (Station Torfhaus) aus Tabelle 7.4 (2. Parametersatz) sind hier erneut aufgeführt, um einen einfacheren Vergleich der Parameter auf beiden Skalen zu ermöglichen.

Parameter	Einzugsgebiets- skala	Punkt- skala
Grenztemperatur [°C]	2,0	1,0
Temperaturübergangsbereich [K]	4,0	0,8
Aerodynamische Rauigkeit z_0 [mm]	0,02	0,3
Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m h^{-1}]	20,0	20,0
Thermisch aktive Tiefe des Bodens [m]	-	0,4
Thermische Leitfähigkeit Schnee [m]	0,01	0,2
Neuschneeralbedo (VIS) [-]	0,7	0,9
Neuschneeralbedo (NIR) [-]	-	0,65
Faktor Waldbedeckung [-]	0,5	0,3

Die aerodynamische Rauigkeit musste reduziert werden und liegt damit außerhalb typischer Literaturwerte (vgl. Abschnitt 7.2 und Abschnitt C im Anhang). Zugleich wurde der Faktor Waldbedeckung nur geringfügig von 0,3 auf 0,5 erhöht. Offensichtlich wird bei dieser Parametrisierung die verringerte Turbulenz im Waldbestand durch eine sehr geringe Oberflächenrauigkeit kompensiert. Die Einstellung von größeren Faktoren der Waldbedeckung in Kombination mit höheren z_0 -Werten erlaubte keine bessere Anpassung des Modells an Beobachtungen. Hier werden die beschriebenen Unsicherheiten mit der Skalierung der Prozessbeschreibung aus Abschnitt 2.4 offenkundig, da die physikalische

Bedeutung der Parameter für Flächenelemente nicht mehr notwendigerweise gegeben sein muss.

Hingegen liegen die übrigen Parameter im Rahmen typischer Literaturwerte. Die Neuschneealbedo ist etwas geringer als häufig angegeben (vgl. Abschnitt 2.1.2). Dieser Effekt kann mit der relativ niedrigen Albedo von Waldbeständen in Verbindung stehen und ist damit plausibel (vgl. Abschnitt 2.1.5). Die Parametereinstellungen der thermischen Leitfähigkeit von Schnee spannen einen Faktor von 20 auf. Diese Werte liegen allerdings immer noch im Bereich typischer Anwendungen des Modells (vgl. Tarboton und Luce, 1996). Der relativ hohe Temperaturübergangsbereich deutet auf eine breitere Temperaturspanne mit Mischniederschlägen auf der Einzugsgebietsskala hin. Möglicherweise wird durch diese ‚unschärfere‘ Niederschlagsdifferenzierung eine realistischere Schneeakkumulation für die Hydrotöpfe ermöglicht, da diese nur eine mittlere Geländehöhe bzw. Temperatur, nicht aber eine vertikale Differenz der Höhe bzw. Temperatur im Modell aufweisen.

Im nächsten Abschnitt werden die Ergebnisse unter Berücksichtigung der o.g. Kalibrierungen für den Winter 2005/06 zusammengestellt.

7.3.2 Winter 2005/06

Die Beschreibung der Ergebnisse für die Einzugsgebietsskala orientiert sich an der für die Punktskala gewählten Vorgehensweise aus Abschnitt 7.2. Eine Skalierung der Energiebilanzkomponenten auf die Einzugsgebietsskala entfällt hier, da die prinzipielle Wirkungsweise bereits in Abschnitt 7.2 nachgewiesen werden konnte. Daher wird hier im Wesentlichen die Massenbilanz der Simulationen erläutert, wobei in Anlehnung an die Beschreibungen für die Punktskala auch auf den Wasserdampftransport näher eingegangen wird. Da alle vier Schneemodelle als Komponenten in PANTA RHEI enthalten sind, beziehen sich Aussagen zu einem der genannten Schneemodelle stets auch auf das hydrologische Modell der Sieber im hydrologischen Modellsystem PANTA RHEI.

Die mit den vier Schneemodellen simulierten Abflussganglinien am Pegel Pionierbrücke im Winter 2005/06 werden in Abbildung 7.28 verglichen. Gegenüber den korrespondierenden Zeitreihen der Punktskala sind keine beobachteten Schneehöhen enthalten und die Variable Abfluss ist in der Einheit $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ angegeben. Die dazugehörigen Summenlinien wurden in die Einheit Millimeter umgerechnet um eine bessere Vergleichbarkeit zu den Gebietsmitteln von Niederschlag und Wasseräquivalent der Schneedecke zu ermöglichen. Alle Angaben beziehen sich auf den Pegel Pionierbrücke an der Sieber, der ein Einzugsgebiet von 44 km^2 repräsentiert und auf einer Geländehöhe von 340 m ü. NN liegt.

im gezeigten Zeitraum liefern alle Schneemodelle eine plausible Abbildung des Abflusses für den Pegel Pionierbrücke. Wesentliche Unterschiede ergaben sich hinsichtlich der Schneeakkumulation und der Schneeschmelze Ende März bzw. Anfang April 2006. Die Simulation auf Grundlage des Temperatur-Index-Verfahrens weist mit etwa 150 mm die geringste Schneeakkumulation auf. Stattdessen werden einige kleinere Hochwasserwellen

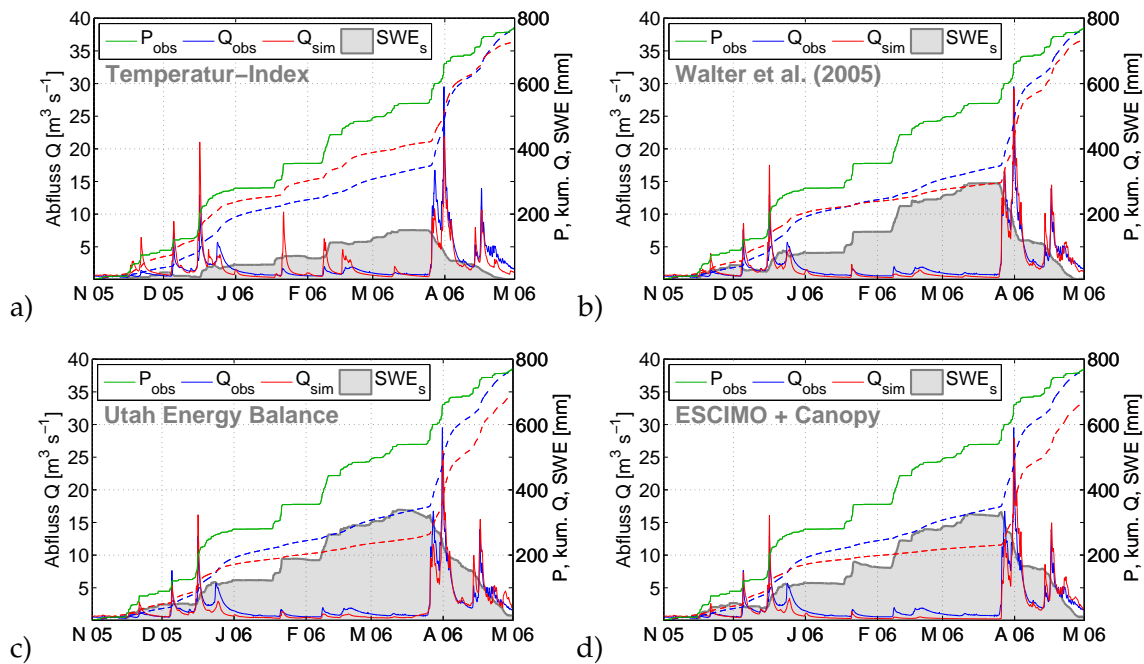


Abb. 7.28: Simulationsergebnisse für den Pegel Pionierbrücke mit verschiedenen Schneemodellen im Kalibrierungszeitraum (Winter 2005/06): a) Temperatur-Index-Verfahren. b) Modifizierter Ansatz nach Walter. c) Utah Energy Balance Modell. d) ESCIMO mit Berücksichtigung von Waldschneeprozessen. Gegenübergestellt sind der simulierte (Q_{sim}) und der beobachtete Abfluss (Q_{obs}). SWE_s kennzeichnet das berechnete Einzugsgebietsmittel des Wasseräquivalents der Schneedecke. Die Summenlinien sind zur besseren Vergleichbarkeit mit dem Wasseräquivalent und dem Gebietsniederschlag (P_{obs}) in Millimeter umgerechnet.

im Februar und März simuliert, die nicht beobachtet wurden. Bei den drei Energiebilanzansätzen (mod. Walter, Utah Energy Balance und ESCIMO+Canopy) zeigen sich deutlich höhere Maximalwerte des Schneewasseräquivalents, die 300 mm überschreiten. Die kleineren Hochwasserwellen im Januar und Februar werden übereinstimmend mit der Beobachtung, nur in einer deutlich geringeren Intensität wiedergegeben, als es beim Temperatur-Index-Verfahren der Fall ist. Der Scheitel des Hochwasserereignisses am 31.03.06 mit $29,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ wird von den Energiebilanzansätzen gut nachgebildet (mod. Walter $29,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, Utah Energy Balance Modell $26,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, ESCIMO+Canopy $27,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Das Temperatur-Index-Verfahren unterschätzt dieses Ereignis mit $21,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ hingegen. Die Auswertungen der Zeitreihenvergleiche fasst Tabelle 7.11 zusammen.

Tab. 7.11: Statistische Auswertung der Simulationsläufe mit den Schneemodellen im Winter 2005/06 (01.11.05 bis 01.05.06) auf der Einzugsgebietsskala. Die folgenden Angaben beziehen sich jeweils auf die Beobachtung (obs) und Simulation (sim): \hat{Q}_{obs} , \hat{Q}_{sim} = maximaler Wert Schmelzabfluss für das Ereignis am 31.03.06. \bar{Q}_{obs} , \bar{Q}_{sim} = Mittelwert Schmelzabfluss, $\sigma_{Q_{obs}}$, $\sigma_{Q_{sim}}$ = Standardabweichung. Zusätzlich enthalten sind die Gütekriterien des Zeitreihenvergleichs R, RMSE und NSE.

	\hat{Q}_{obs}	\hat{Q}_{sim}	\bar{Q}_{obs}	\bar{Q}_{sim}	$\sigma_{Q_{obs}}$	$\sigma_{Q_{sim}}$	R	RMSE	NSE
	$[\text{m}^3 \text{ s}^{-1}]$	$[\text{m}^3 \text{ s}^{-1}]$	$[\text{m}^3 \text{ s}^{-1}]$	$[\text{m}^3 \text{ s}^{-1}]$	$[\text{m}^3 \text{ s}^{-1}]$	$[\text{m}^3 \text{ s}^{-1}]$	[-]	$[\text{m}^3 \text{ s}^{-1}]$	[-]
kein Schneemodell	29,5	14,7	2,09	2,02	2,90	2,14	0,56	2,46	0,28
Temperatur-Index	29,5	21,8	2,09	1,99	2,90	2,52	0,87	1,46	0,75
mod. Walter	29,5	29,2	2,09	2,00	2,90	3,29	0,96	0,93	0,90
Utah Energy Balance	29,5	26,0	2,09	1,89	2,90	2,96	0,94	1,05	0,87
ESCIMO + Canopy	29,5	27,9	2,09	1,82	2,90	3,21	0,94	1,16	0,84

Der beobachtete Mittelwert wird von allen Simulationsläufen leicht unterschätzt, wohingegen die Standardabweichung der beobachteten Zeitreihe zum Teil überschätzt wird. Die Korrelationskoeffizienten liegen mit 0,87 bis 0,96 auf einem hohen Niveau. Auch die Werte der Modelleffizienz weisen auf eine gute Abbildung des Abflusses hin. Bemerkenswert ist, dass der modifizierte Ansatz nach Walter bei allen drei aufgelisteten Gütekriterien (R , $RMSE$, NSE) die beste Anpassung zeigt. Insbesondere eine Modelleffizienz von 0,90 weist auf eine sehr gute Modellanpassung hin. Das Utah Energy Balance Modell und ESCIMO+Canopy weisen mit Modelleffizienzen von 0,87 bzw. 0,84 ähnlich gute Anpassungen auf, wenngleich die Gütekriterien nicht ganz an die Werte des modifizierten Ansatzes nach Walter heranreichen. Mit dem Temperatur-Index-Verfahren konnte eine Modelleffizienz von 0,75 erzielt werden, was als gut zu bezeichnen ist. Auch hier zeigt sich, dass die Verwendung eines Schneemodells die Simulationen deutlich verbessern. Wird kein Schneemodell verwendet beträgt die Modelleffizienz nur 0,28.

Berücksichtigt man die zuvor erwähnte Nachbildung des Hochwasserscheitels, lässt sich die Anwendung der drei Energiebilanzansätze auch auf der Einzugsgebietsskala als erfolgreich bewerten. Abschließend sollen für das Utah Energy Balance Modell und ESCIMO+Canopy noch die Auswertungen des Wasserdampftransports E auf der Einzugsgebietsskala untersucht werden. Wie bereits im Zuge der Auswertungen für die Punktskala erläutert, simulieren diese beiden Schneemodelle eine vollständige Kopplung von Massen- und Energiebilanz. Prozesse wie Kondensation, Resublimation und Sublimation werden dabei über den latenten Wärmestrom als Quellen und Senken in der Wasserbilanz erfasst. Analog zu den Ausführungen für das Schneelysimeter ist der Wasserdampftransport E als Summenlinie für beide Modelle in der Abbildung 7.29 aufgetragen.

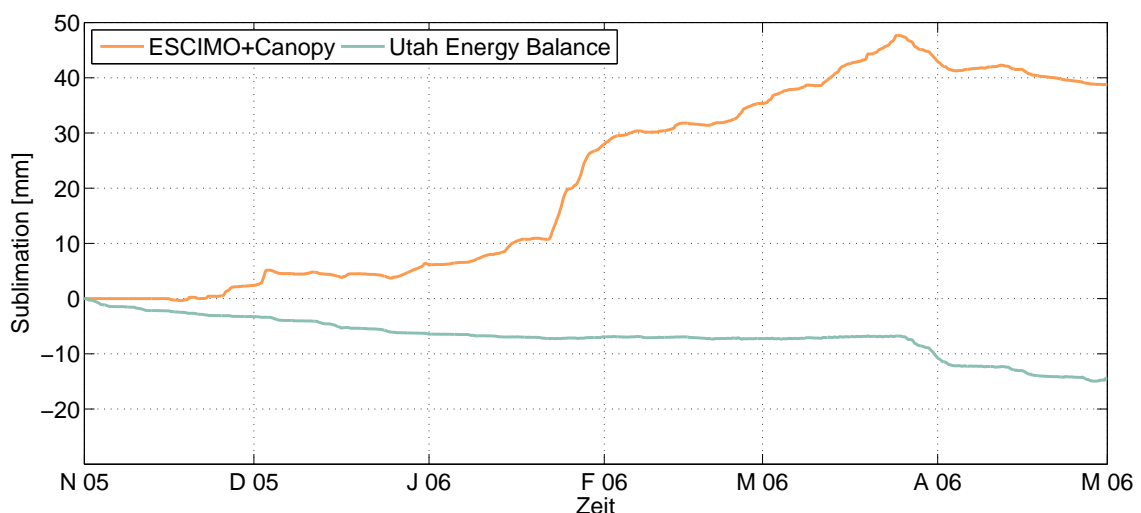


Abb. 7.29: Summenlinien der (Re-)Sublimation bzw. Kondensation für die Modelle ESCIMO+Canopy und Utah Energy Balance Modell als Gebietsmittel bis zum Pegel Pionierbrücke im Winter 2005/06. Positive Werte bedeuten, dass Sublimation stattfindet, während negative Werte auf den umgekehrten Prozess der Kondensation bzw. Resublimation zurückzuführen sind. Beide Modelle weisen bedingt durch die unterschiedlichen Prozessbeschreibungen für Wälder eine entgegengesetzte Massenflussdichte auf. Nur während des Regen-auf-Schnee-Ereignisses simulieren beide Modelle Kondensation.

Gegenüber der Punktskala zeigen sich insbesondere beim Modell ESCIMO+Canopy wesentliche Unterschiede zu der entsprechenden Abbildung der Punktskala (Abbildung 7.22). Die Verläufe des Utah Energy Balance Modells decken sich relativ gut auf beiden Skalen. Sowohl für das Schneelysimeter als auch für das Einzugsgebiet dominieren Resublimation und Kondensation im Winter 2005/06. Der letztgenannte Prozess ist während des Hochwasserereignisses augenscheinlich. Negative Summen bedeuten, dass der Wasserdampftransport eine Quelle in der Massenbilanz darstellt.

Vergleich man beide Summenlinien aus Abbildung 7.22, zeigt sich für die Punktskala, dass das Utah Energy Balance Modell unter den gegebenen Bedingungen stärker zur Simulation einer Resublimation neigt als ESCIMO. Aus Abbildung 7.29 geht hervor, dass ESCIMO+Canopy, mit fast 40 mm eine erhebliche Senke in der Wasserbilanz des Einzugsgebietes simuliert. Bis Ende März 2006 stellt der Wasserdampftransport eine Senke in der Wasserbilanz dar. Erst während des Hochwasserereignisses deckt sich der Verlauf der Kurve mit der des Utah Energy Balance Modells. Auch auf der Einzugsgebietsskala wird von ESCIMO+Canopy Kondensation von Wasserdampf auf der abtauenden Schneedecke simuliert.

Die beschriebenen Unterschiede bei der Simulation des Wasserdampftransports können mit dem Hinzuschalten der Waldschneekomponenten auf der Einzugsgebietsskala im Modell ESCIMO+Canopy erläutert werden. Dadurch dass zwei getrennte Speicher mit unterschiedlichen meteorologischen Randbedingungen simuliert werden, wird die Sublimation des Schnees aus dem Interzeptionsspeicher begünstigt. Wie bereits in Abschnitt 2.1.5 erläutert wurde, ist der auf den Bäumen abgelagerte Schnee im Gegensatz zur Schneedecke auf dem Waldboden stärker gegenüber Strahlung und turbulentem Austausch exponiert. Höhere Windgeschwindigkeiten und die größere Absorption kurzwelliger Strahlung bewirken höhere Sublimationsraten. Diese Effekte werden von keinem der übrigen Schneemodelle berücksichtigt. Die gezeigten gegensätzlichen Ergebnisse sind unter Berücksichtigung dieses Aspekts dennoch realistisch.

Um die Wirkung der Waldschneeprozesse auf die Wasserbilanz zu untersuchen, sind in Abbildung 7.30 die für diese Prozesse relevanten Zeitreihen zusammengestellt. Neben Niederschlag und Temperatur ist auch eine separate Zeitreihe für die Schneeinterzeption ausgegeben worden. Das gesamte Wasseräquivalent fasst sowohl den Interzeptions- als auch den Waldbodenspeicher zusammen.

Alle Zeitreihen der Abbildung 7.30 sind Mittelwerte für das 44 km² große Einzugsgebiet der Sieber bis zum Pegel Pionierbrücke. Der Vergleich mit der Niederschlagsintensität und dem Temperaturverlauf zeigt die Wirkungsweise der Schneeakkumulation im Schneeeinterzeptionsspeicher. Der mittlere Interzeptionsspeicher erreicht maximale Werte von etwa 13 mm. Es ist auch ersichtlich, dass die Ablation dieses Speichers auch in Zeiten mit negativen Temperaturen wirkt. Ein Beispiel dafür ist der Zeitraum Ende Februar. Dieser Rückgang kann auf die Sublimation zurückgeführt werden, die der Simulation zufolge insbesondere in diesem Zeitraum die höchsten Intensitäten während des Winters aufweist (Abbildung 7.29).

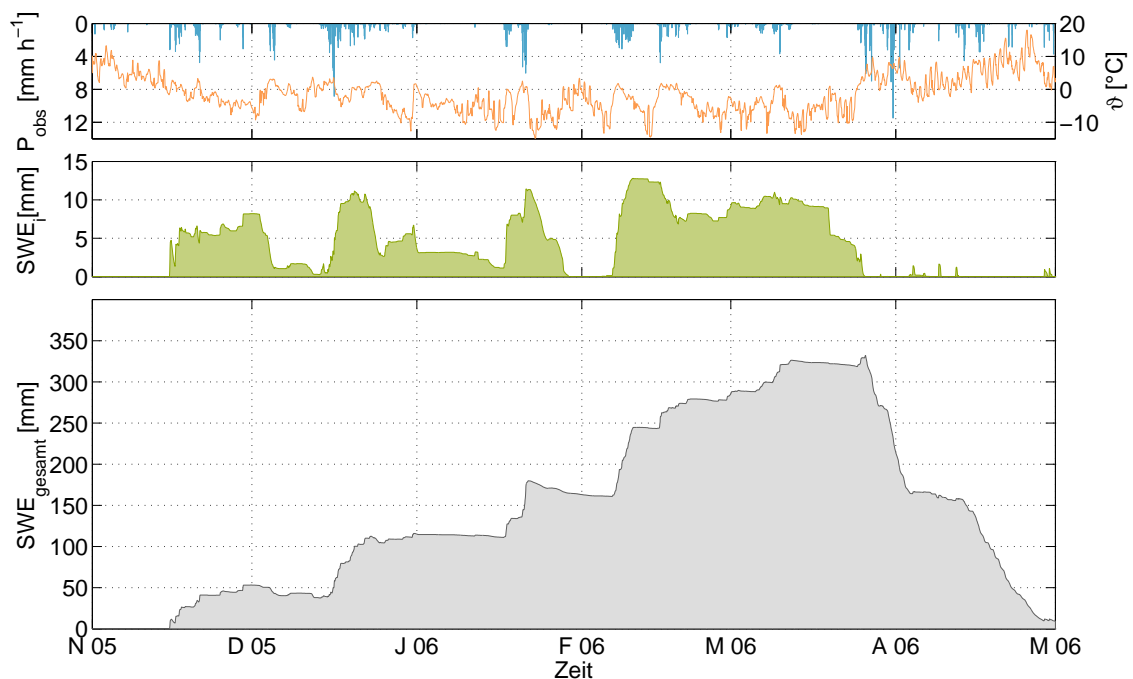


Abb. 7.30: Schneeinterzeption im Modell ESCIMO+Canopy als Gebietsmittel bis zum Pegel Pionierbrücke. Neben der Füllung des Interzeptionsspeichers werden zudem Niederschlag, Temperatur und das gesamte Wasseräquivalent der Schneedecke angegeben.

Ergänzend dazu vermittelt Abbildung 7.31 einen Eindruck über die räumliche Variabilität des Interzeptionsspeichers. Es werden jeweils das Wasseräquivalent als Summe des Interzeptions- und Waldbodenspeichers sowie der Interzeptionsspeicher für zwei Zeitpunkte in Kartenform dargestellt.

Die beiden Karten auf der linken Seite der Abbildung 7.31 veranschaulichen die Situation im Einzugsgebiet gegen Ende des Winters (18.03.06) bei einem annähernd dem Maximum entsprechenden Wert des Wasseräquivalents. Insbesondere im Oberlauf der Sieber sind Wasseräquivalente von zum Teil über 400 mm simuliert worden. Die Karte des simulierten Interzeptionsspeichers zeigt maximale Werte von ca. 16 mm an.

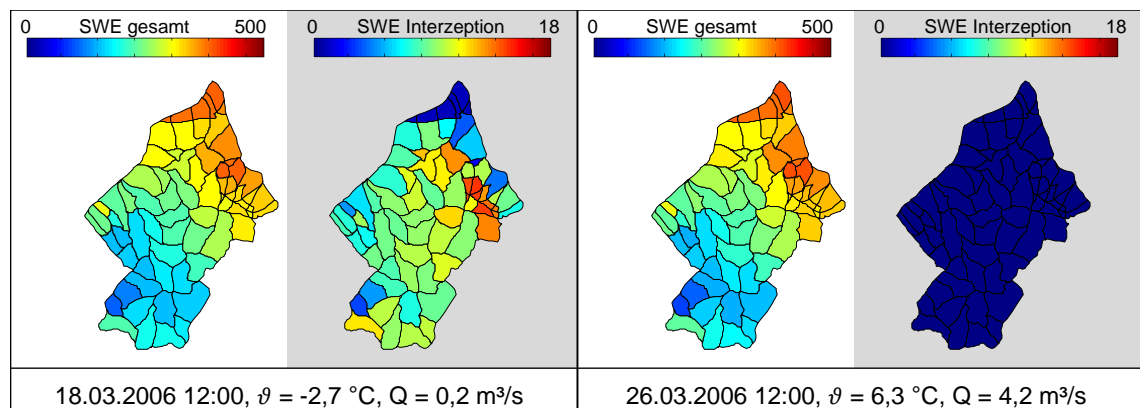


Abb. 7.31: Karten des Wasseräquivalents der Schneedecke sowie der Schneeinterzeption für das Einzugsgebiet der Sieber bis zum Pegel Pionierbrücke. Berechnungsgrundlage: PANTA RHEI mit ESCIMO+Canopy.

In den Höhenlagen des Einzugsgebietes ist die Interzeption wegen der zum Teil nur vereinzelt vorkommenden Bäume auf den Hochmoorflächen des Acker-Bruchberg-Zuges mit entsprechend geringeren Werten simuliert worden.

Die beiden Karten auf der rechten Seite der Abbildung zeigen die Situation, wie sie für den Beginn der Schneeschmelze am 26.03.06 simuliert worden ist. Das maximale Gebietsmittel des Wasseräquivalents ist erreicht und die Temperaturen haben bereits die Nullgradgrenze überschritten. Wie aus Abbildung 7.30 ersichtlich, ist der Interzeptionsspeicher der Simulation zufolge in diesem Zeitraum rasch abgebaut worden und ist zu Beginn des Hochwassers im Einzugsgebiet flächendeckend leer.

Eine Verifizierung der Simulationen von Wasserdampftransport und Schneeinterzeption ist leider nicht möglich. An dieser Stelle kann eine Plausibilisierung nur anhand von Literaturangaben erfolgen. Die aufsummierte Sublimation von 40 mm während des Winters entspricht etwa 5% des Winterniederschlages. Damit liegt dieser Wert noch deutlich unterhalb entsprechender Literaturwerte. So geben zum Beispiel [Pomeroy und Schmidt \(1993\)](#) den Anteil der Sublimation am Gesamtniederschlag mit mehr als 30% in Wäldern an. Für dichte Bestände geben [Strasser et al. \(2008\)](#) Werte von bis zu 50% an. Die genannten Studien beziehen sich auf Bedingungen, wie sie in Kanada bzw. in den Alpen vorherrschen. Insofern erscheinen die hier simulierten Summen der Sublimation realistisch.

Diese Feststellung gibt auch einen Hinweis auf die Kapazität des Interzeptionsspeichers für Schnee. Mit simulierten Höchstwerten von bis zu 13 mm im Einzugsgebietsmittel erscheint die im Modell berechnete maximale Kapazität relativ hoch, insbesondere im Vergleich mit entsprechenden Werten der Interzeption von Regenwasser. Die Werte liegen im Bereich der in Abschnitt 2.1.5 zusammengestellten Literaturangaben für Einzelbäume bei bis zu 30 mm (siehe z.B. [Storck et al., 2002](#)). Für ein dicht bewaldetes Einzugsgebiet mit Auflockerungen, Lichtungen und Wegen kann der simulierte Wert von 13 mm daher als realistisch angesehen werden.

Es kann zusammengefasst werden, dass die genannten Schneemodelle als Komponenten von PANTA RHEI die Schneeprozesse im Einzugsgebiet der Sieber relativ gut abbilden können. Die Detailuntersuchung des Wasserdampftransports und der Interzeption belegen eine realistische Nachbildung der Prozesse mit ESCIMO+Canopy, auch über die Betrachtung eines einfachen Schneespeichers hinaus.

7.3.3 Winter 2010/11

Die erfolgreich für das Winterhalbjahr eingesetzten in PANTA RHEI enthaltenen Schneemodelle wurden auch für den Winter 2010/11 mit den gleichen Parametersätzen eingesetzt. Damit ist eine Validierung der Schneemodelle einschließlich der jeweils dafür ermittelten Parameter möglich. Wie in den Abschnitten 4.2.3 und 7.2.3 erläutert, weicht dieser Validierungszeitraum hinsichtlich der Witterung vom Kalibrierungszeitraum ab. Dies wurde auch bei der Erläuterung der unterschiedlichen Gewichtung der Energiebi-

lanzkomponenten während der Schneeschmelze auf der Punktskala in Abschnitt 7.2.3 deutlich.

Abbildung 7.32 demonstriert die Simulationsergebnisse der vier als Komponenten in Panta Rehi implementierten Schneemodelle für den Validierungszeitraum. Beim Vergleich mit dem Kalibrierungszeitraum aus Abbildung 7.32 ist zu beachten, dass die Zeitreihen hier nur einen fünfmonatigen Zeitraum vom 01.11.10 bis 31.03.11 abdecken. Wie in Abschnitt 7.2.3 beschrieben, sind teilweise fehlende Daten ab April 2011 die Ursache für diese Einschränkung. Die Zeitreihen aus Abbildung 7.32 belegen, dass der hier ausgewertete Zeitraum ausreichend für die Beschreibung der Schneeprozesse des Winters 2010/11 ist.

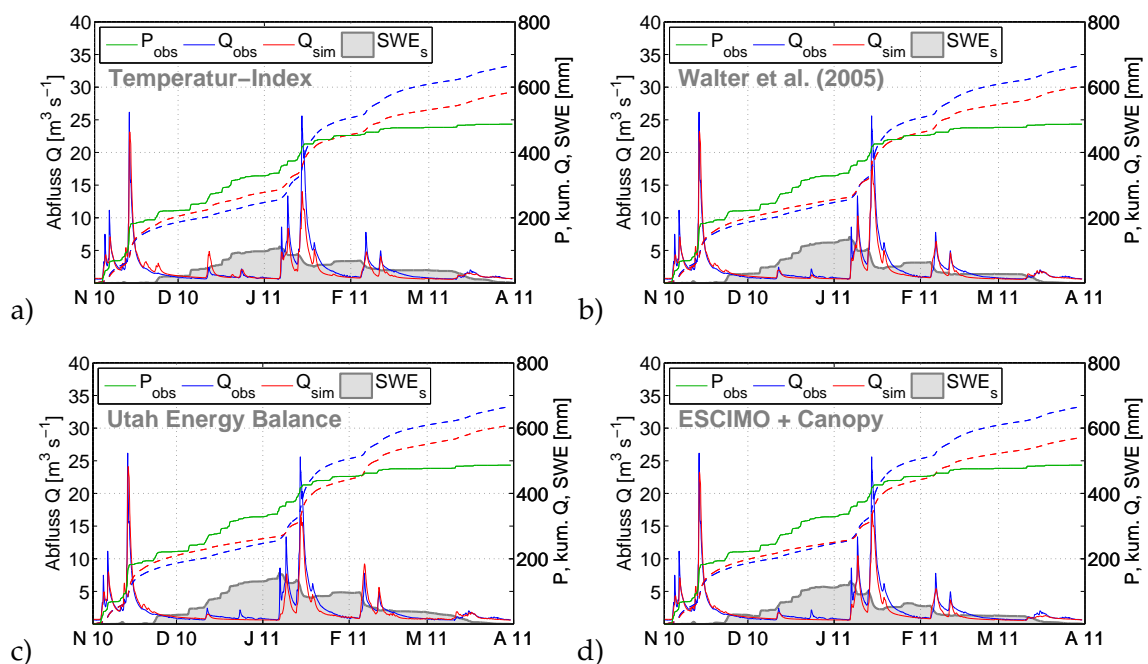


Abb. 7.32: Wie Abb. 7.28, Bezugszeitraum ist hier der Validierungszeitraum (Winter 2010/11, 01.11.10 bis 31.03.11). Die Parametereinstellungen wurden beibehalten.

Zunächst fällt bei der Betrachtung von Abbildung 7.32 auf, dass die vier simulierten Zeitreihen die beobachtete Abflusshöhe des Winters unterschätzen. Als Ursache für diese Differenz können einzelne Prozessbeschreibungen der Schneeschmelze nicht angeführt werden, denn der akkumulierte Speicher wird von allen Schneemodellen im gezeigten Zeitraum wieder abgebaut. Unabhängig von den untersuchten Schneemodellen können mögliche Unsicherheiten, welche sowohl mit den von ARW simulierten meteorologischen Feldern als auch mit Beobachtungsdaten (Niederschlag, Abfluss) in Verbindung stehen können, als mögliche Ursache für diese Abweichungen genannt werden. Als weitere Unsicherheitsquelle können die eingestellten Startbedingungen am 01.11.10 für die Simulation mit PANTA RHEI in Betracht gezogen werden.

Der Scheitelwert des Hochwassers vom 14.01.11 wird von allen der hier eingesetzten Schneemodelle unterschätzt (siehe Tabelle 7.12). Mit $18,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ liegt der maximal berech-

nete Abfluss des modifizierten Ansatzes nach Walter der Beobachtung von $25,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ am nächsten. Als mögliche Fehlerquellen können ebenfalls die o.g. Unsicherheiten in Frage kommen. Bedingt durch diese Unterschätzung sind auch die Standardabweichungen der simulierten Zeitreihen kleiner als die Standardabweichung der beobachteten Zeitreihe.

Tab. 7.12: Statistische Auswertung der Simulationsläufe mit den Schneemodellen im Winter 2010/11 (01.11.10 bis 31.03.11) auf der Einzugsgebietsskala. Die folgenden Angaben beziehen sich jeweils auf die Beobachtung (obs) und Simulation (sim): \hat{Q}_{obs} , \hat{Q}_{sim} = maximaler Wert Schmelzabfluss für das Ereignis am 31.03.06. \bar{Q}_{obs} , \bar{Q}_{sim} = Mittelwert Schmelzabfluss, $\sigma_{Q_{obs}}$, $\sigma_{Q_{sim}}$ = Standardabweichung. Zusätzlich enthalten sind die Gütekriterien des Zeitreihenvergleichs R, RMSE und NSE.

	\hat{Q}_{obs} [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$]	\hat{Q}_{sim} [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$]	\bar{Q}_{obs} [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$]	\bar{Q}_{sim} [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$]	$\sigma_{Q_{obs}}$ [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$]	$\sigma_{Q_{sim}}$ [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$]	R [-]	RMSE [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$]	NSE [-]
kein Schneemodell	25,6	10,7	2,19	1,98	2,94	2,20	0,73	2,01	0,53
Temperatur-Index	25,6	14,0	2,19	1,92	2,94	2,35	0,92	1,25	0,82
mod. Walter	25,6	18,7	2,19	1,98	2,94	2,66	0,96	0,88	0,91
Utah Energy Balance	25,6	16,4	2,19	2,00	2,94	2,66	0,93	1,11	0,86
ESCIMO + Canopy	25,6	16,8	2,19	1,88	2,94	2,58	0,95	0,97	0,89

Die relative hohe Modelleffizienz von 0,53, welche sich bei Vernachlässigung von Schneeprozessen einstellt, weist auf eine insgesamt geringere Bedeutung der Schneeschmelze bei der Hochwasserentstehung hin als im Winter 2005/06. Die Gütekriterien sind bei der Anwendung von Schneemodellen demgegenüber deutlich besser. Dies spiegelt sich insbesondere in den hohen Werten der Modelleffizienz ($> 0,8$) und des Korrelationskoeffizienten ($> 0,9$) wider. Trotz der o.g. Defizite bei der Nachbildung des Hochwasserscheitels wird das Ereignis hinsichtlich seiner zeitlichen Abfolge von den Schneemodellen in PANTA RHEI sehr gut nachgebildet.

Ähnlich wie es bereits im Zuge der Kalibrierung festgestellt werden konnte, weist die Simulation auf Basis des modifizierten Ansatzes nach Walter neben der besten Nachbildung des Maximums auch die höchste Modelleffizienz auf. Es folgen ESCIMO+Canopy, Utah Energy Balance und das Temperatur-Index-Verfahren. Die mit dem modifizierten Ansatz nach Walter sowie ESCIMO+Canopy simulierten Zeitreihen sind auch durch die geringsten RMSE-Werte in Bezug auf die Beobachtung gekennzeichnet.

Zum Vergleich sollen an dieser Stelle noch die Summen des Wasserdampftransports genannt werden. Die Summe der mit ESCIMO+Canopy berechneten Sublimation beträgt für den fünfmonatigen Zeitraum 27,9 mm, wohingegen sich die simulierte Resublimation bzw. Kondensation beim Utah Energy Balance Modell zu -22,3 mm aufsummiert. Diese Ergebnisse entsprechen ähnlichen Angaben für den Winter 2005/06, wonach das Modell ESCIMO+Canopy eine Senke und das Utah Energy Balance Modell eine Quelle in der Wasserbilanz infolge Wasserdampftransport simuliert.

Auch wenn das Hochwasserereignis am 14.01.11 nicht so gut abgebildet werden konnte wie das Ereignis am 31.03.2006, belegen die Gütekriterien eine sonst sehr gute Anpassung der Schneemodelle. Diese Aussage schließt gleichermaßen das hydrologische Modell der Sieber in PANTA RHEI und die meteorologischen Felder aus ARW (Morrison Wolkenmikrophysik mit Noah-LSM und FDDA) ein. Das hier aufgebaute System zeigt,

dass auf dieser Datengrundlage eine prozessorientierte Schneemodellierung auf der Einzugsgebietsskala möglich ist.

7.3.4 Zusammenfassung

Die obig beschriebenen, auf der Einzugsgebietsskala mit PANTA RHEI erzielten Ergebnisse bestätigen im Wesentlichen die Erkenntnisse für die Punktskala. Für das Einzugsgebiet der Sieber konnten auf Grundlage der ARW-Simulationen geeignete meteorologische Daten für die Einzugsgebietsmodellierung in Raum und Zeit abgeleitet werden. Wegen der beschriebenen Unsicherheiten bei der Simulation der Niederschläge sind hier ebenfalls beobachtete Niederschlagszeitreihen zugrunde gelegt worden. Mit allen untersuchten Schneemodellen wurden relativ hohe Modelleffizienzen erzielt. Im Gegensatz zu den Simulationen für die Punktskala konnten sowohl bei der Kalibrierung als auch bei der Validierung mit allen drei Energiebilanzansätzen bessere Modelleffizienzen erreicht werden als mit dem Temperatur-Index-Verfahren. Die beste Abbildung der Abflussganglinie gelang mit dem modifizierten Ansatz nach Walter.

Anders als bei den Simulationen für die Punktskala mussten für das Einzugsgebiet der Sieber die besonderen mikroklimatischen Bedingungen für Wälder bei der Anpassung der untersuchten Schneemodelle Berücksichtigung finden. Die Modellkomplexität der Schneeprozesse in Wäldern innerhalb der Prozessbeschreibungen wirkte sich insbesondere auf den Wasserdampftransport aus. Im Falle des Utah Energy Balance Modells, welches Schneeprozesse in Wäldern durch einen einfachen Faktor zur Reduktion der meteorologischen Variablen beschreibt, stellte sich für die untersuchten Winterhalbjahre eine Quelle in der Wasserbilanzgleichung infolge Wasserdampftransport ein (Resublimation und Kondensation). Unter Berücksichtigung eines Interzeptionsspeichers für Schnee mit dem Modell ESCIMO+Canopy ergab sich für beide Winter im Mittel eine Senke in der Wasserbilanz (Sublimation). Die auf diese Weise ermittelten Anteile der Sublimation am Gesamtniederschlag können unter den gegebenen Bedingungen für Waldgebiete als realistischer angesehen werden.

8 Zusammenfassung und Ausblick

Das Hauptziel dieser Arbeit bestand darin, zu untersuchen, ob meteorologische Felder - zeitlich und räumlich aufgelöste meteorologische Daten - aus einem lokalen atmosphärischen Modell für die prozessorientierte Schneemodellierung auf der Einzugsgebietsskala geeignet sind. Hierfür wurde die hydrologische Modellierung mit Fokus auf Schneemodellierung mit dem dynamischen Downscaling aus Wetter- und Klimamodellierung in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung verknüpft. Diese Verknüpfung ist als wissenschaftlich innovativ zu bewerten. Gegenüber der üblichen Verwendung von Stationsdaten wurden die meteorologischen Felder (außer Niederschlag) aus dem dynamischen Downscaling als Randbedingungen für die prozessorientierte Schneemodellierung vorgegeben. Die Überprüfung dieses Ansatzes erfolgte dabei sowohl auf der Punkt- als auch auf der Einzugsgebietsskala mit Hilfe von drei Energiebilanzansätzen und dem Temperatur-Index-Verfahren. Die hier durchgeführten Untersuchungen bauen auf der Forderung nach der Entwicklung fundierter Simulationsansätze für Einzugsgebiete ohne Messdaten sowie für verschiedene und sich wandelnde meteorologische Randbedingungen auf.

8.1 Stand der Forschung

Zunächst wurden die physikalischen Grundlagen der mit der Energie- und Massenbilanz einer Schneedecke in Verbindung stehenden Prozesse erläutert. Die Wechselwirkungen mit Strahlung verschiedener Wellenlängen, der turbulente Austausch mit der bodennahen Luftschicht, die Metamorphose und die besonderen klimatischen Verhältnisse in Wäldern verdeutlichen die Komplexität der Schneeprozesse.

Im Anschluss an die Beschreibung der theoretischen Grundlagen erfolgte eine kurze Übersicht über die Beobachtung der Schneedecke. Üblicherweise liegen diese als Punktwerte einzelner Stationen vor und umfassen in den meisten Fällen nur die Schneehöhe. Diese erlaubt, wie bei der Beschreibung der Schneemetamorphose erläutert, nur bedingt eine Abschätzung des Wasseräquivalents der Schneedecke, weil die Schneedichte über die Zeit nicht konstant ist. Die für die Anwendung in Hydrologie und Wasserwirtschaft bedeutenden Informationen über das Wasseräquivalent liegen nur an ausgewählten Stationen vor. Noch seltener wird der Schmelzabfluss mit Hilfe von Schneelysimetern gemessen. Der Abfluss an einem Pegel integriert alle hydrologischen Prozesse auf der Einzugsgebietsskala, was bei der Interpretation stets zu berücksichtigen ist.

Flächendeckende Beobachtungen von Schnee und Eis sind über Fernerkundungsmethoden möglich (Nolin, 2010). Es werden insbesondere Sensorsysteme des sichtbaren und infraroten Wellenbereichs seit vielen Jahren erfolgreich eingesetzt, um die Schneebedeckung von Flussgebieten laufend zu beobachten (siehe z.B. Parajka und Blöschl, 2008b). Während die gute Verfügbarkeit dieser Daten als Vorteil gilt, erweist sich die Wetterabhängigkeit als Nachteil, da eine Wolkendecke die freie Sicht auf das Gebiet unterbindet. Möglichkeiten zur Interpolation der Schneedecke unter Wolken wurden kurz erläutert (Ehrler und Schaper, 1997; Parajka et al., 2010). Passive Mikrowellensysteme weisen diesen

Nachteil nicht auf und erlauben zudem die Ableitung des Wasseräquivalents der Schneedecke. Allerdings sind die räumlichen Auflösungen dieser Daten für Anwendungen auf der Mesoskala zu grob. Ihnen kann jedoch für die globale Beobachtung der Kryosphäre eine übergeordnete Bedeutung beigemessen werden (siehe z.B. Tedesco et al., 2013). Vielversprechend sind aktive Fernerkundungsmethoden (Synthetic Aperture Radar), da diese die Vorteile der zuvor genannten Techniken von hoher räumlicher Auflösung und weitestgehender Unabhängigkeit vom Wetter verbinden (Baghdadi et al., 1997; Nagler und Rott, 2000; Rott et al., 2010). Allerdings sind diese Systeme derzeit immer noch dem Forschungsbereich zuzuordnen. Zudem gilt nach wie vor die Kartierung von Schneedeckeneigenschaften in bewaldeten Gebieten als Herausforderung bei allen genannten Systemen (Nolin, 2010).

Weitere interessante Möglichkeiten zur Beobachtung von Schnee auf der Mikroskala bzw. der unteren Mesoskala sind Schneeprofilaufnahmen (Herrmann und Kuhn, 1996; DeWalle und Rango, 2008) und die Zeitraffer-Fotographie (Garvelmann et al., 2012; Parajka et al., 2012).

In einer Übersicht wurden typische Ansätze zur modelltechnischen Beschreibung von Schneeprozessen zusammengestellt. Dabei wurde auch deutlich, dass die drei eingangs genannten Modelltypen (Schnee, Hydrologie, Atmosphäre) zum Teil unterschiedliche Komplexitätsgrade der Prozessbeschreibungen enthalten. In der Schnee- und Lawinenforschung kommen Schneemodelle mit mehreren Schneesichten unter Berücksichtigung des Wärme- und Wasserdampfaustauschs zum Einsatz (z.B. Alpine 3D, Lehning et al., 2006), wohingegen in der Einzugsgebietshydrologie häufig das einfache Temperatur-Index-Verfahren Anwendung findet (Beven, 2001). Wegen der ohnehin sehr detailliert abgebildeten Wechselwirkungen zwischen den Landoberflächen und der bodennahen Luftschicht liegen Prozessbeschreibungen für Schneeprozesse in atmosphärischen Modellen häufig zwischen den zuvor genannten Anwendungen. Bedeutende Weiterentwicklungen der letzten beiden Dekaden betreffen vor allem eine bessere Beschreibung von Schneeprozessen in Wäldern (Schmidt, 1991; Pomeroy und Schmidt, 1993), die Einzug in viele bewährte Prozessbeschreibungen fanden (Pomeroy et al., 1998; Lehning et al., 2006; Liston und Elder, 2006a; Strasser et al., 2011). Erst damit ist eine zutreffende Modellierung der Schneeprozesse für große Teile der schneebedeckten Gebiete (Rutter et al., 2009) möglich. Die Kopplung der Energiebilanz mit dem Wasserdampftransport in der Massenbilanz erlaubt den realistischen Einsatz von Schneemodellen unter Klimabedingungen, bei denen die Schneedecke nicht nur durch Schneeschmelze sondern auch in hohem Umfang durch Sublimation abgebaut wird (z.B. Strasser et al., 2008).

Ein Schwerpunkt bei der Literaturübersicht gängiger Schneemodelle stellten die sogenannten Energiebilanzansätze dar. Diese bilden die Grundlage von prozessorientierten Schneemodellen beliebiger Komplexität. Drei von den hier untersuchten Schneemodellen wurden im Rahmen der Simulationen dieser Arbeit eingesetzt. Dem Verfasser standen der Ansatz nach Walter et al. (2005), das Utah Energy Balance Modell (Tarboton und Luce, 1996) sowie das Modell ESCIMO (Strasser et al., 2002) mit einer Erweiterung für

Waldschneeprozesse (Strasser et al., 2011) zur Verfügung. Diese Schneemodelle werden nicht nur auf der Punkt- sondern auch auf größeren Skalen eingesetzt (Luce et al., 1998; Fuka et al., 2012; Strasser, 2012). Mehrdimensionale Schneemodelle wie zum Beispiel SNTHERM (Jordan, 1991) werden auf der Skala eines Einzugsgebietes wesentlich seltener eingesetzt (siehe z.B. Morris, 1982) als die ohnehin nur vereinzelt angewendeten Energiebilanzansätze. Eine Ausnahme stellt hier beispielsweise das komplexe Schneemodell Alpine 3D dar, welches auch ein konzeptionelles Abflussmodell enthält (Lehning et al., 2006).

Eine aktuelle Übersicht über gängige hydrologische Modellsysteme bestätigte diese Feststellungen. Von wenigen Ausnahmen abgesehen (z.B. dem Modell von Wigmosta et al., 1994), enthalten die meisten hydrologischen Modellsysteme das Temperatur-Index-Verfahren als Komponente. Komplexere Ansätze stehen zum Teil optional zur Verfügung (Schulla, 2012). Von Ausnahmen abgesehen (Kuchment und Gelfan, 1996; Fuka et al., 2012), können häufig mit dem einfacheren Temperatur-Index-Verfahren bessere Ergebnisse für Einzugsgebiete ermittelt werden (Rango und Martinec, 1995; Zappa et al., 2003; Franz et al., 2008). Demgegenüber empfehlen zahlreiche Autoren die Verwendung prozessorientierter Schneemodelle für Anwendungen (Szenarien) unter unterschiedlichen meteorologischen Randbedingungen (Charbonneau et al., 1981; Braun und Rohrer, 1992; Walter et al., 2005; Pomeroy et al., 2007; Barry und Gan, 2011) bzw. von Landnutzungsänderungen (Singh et al., 2009). Der theoretische Hintergrund des Temperatur-Index-Verfahrens wird beispielsweise bei Bathurst und Cooley (1996), Ohmura (2001), Weber (2004), Bales et al. (2006) sowie Barry und Gan (2011) kritisch diskutiert. Merz et al. (2011) zeigen, dass der Gradtagwert über lange Zeiträume nicht zwingend als konstant angenommen werden kann.

Im Anschluss an die Erläuterung verfügbarer Modelle erfolgte eine kurze Beschreibung von Skalenübergängen. Diese bilden eine geeignete Synthese zu den Themenkomplexen Beobachtung und Modellierung. Nach Blöschl und Sivapalan (1995) bzw. Blöschl (1999) weisen Beobachtungen und Modelle im Allgemeinen einen unterschiedlichen Skalenbezug auf. Es konnten zwei wesentliche Schwierigkeiten identifiziert werden, die mit einem Übergang von Skalen verbunden sind:

1. **Skalierung der Prozessbeschreibung:** Physikalisch begründete Prozessbeschreibungen werden im Allgemeinen auf der für die Punktskala geltenden theoretischen Zusammenhänge abgeleitet. Da für viele Modelle ein Bezug zu einer Fläche hergestellt wird, die im Allgemeinen nicht homogen ist, müssen Wege gefunden werden, diese nicht aufgelöste Variabilität zu beschreiben. Dafür gibt es keine allgemein akzeptierte beste Vorgehensweise (Beven, 2012). Häufig werden einfach die Zusammenhänge der Punktskala auf größere Skalen übertragen, obwohl beim Wechsel der Skala andere Prozesse dominieren können (Blöschl und Sivapalan, 1995). Dieser Ansatz ist vielfach in physikalisch begründeten hydrologischen Modellsystemen gewählt worden, welche dem Ansatz nach Freeze und Harlan (1969) folgen. Die

Punktskalenparameter werden dabei zu sogenannten Effektivparametern, die im Allgemeinen neben ihrer originären physikalischen Bedeutung die Unsicherheiten des Skalenübergangs enthalten. Die in diesem Zusammenhang häufig auftretenden Schwierigkeiten der Bestimmung dieser Parameter erschweren den Einsatz solcher Modelle (Kirchner, 2006). Seit einiger Zeit wird an physikalisch begründeten hydrologischen Modellen geforscht, welche auf dem Representative Elementary Watershed-Prinzip (REW) basieren und somit eine auf die Skala eines Einzugsgebietes bezogene Prozessbeschreibung enthalten (Reggiani et al., 1998; Beven, 2002b; Lee et al., 2005; Beven, 2006).

2. **Repräsentativität:** Nach Klemeš (1990) umfasst dieser Begriff die aus Punktbeobachtungen gewonnenen, flächendeckend bereitzustellenden meteorologischen Variablen als Randbedingungen für die hydrologische Modellierung. Es gibt zahlreiche Verfahren zur Übertragung dieser Punktwerte. Bei der Ermittlung von für die Fläche repräsentativen Werten sollten stets die zugrunde liegenden Prozesse Berücksichtigung finden (Blöschl und Grayson, 2001; Garen und Marks, 2005) oder Fernerkundungsdaten hinzugezogen werden (Klemeš, 1986a; Grayson et al., 2002; Fenicia et al., 2008).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnte der zweite Punkt als eine wesentliche Ursache für die Schwierigkeiten beim Einsatz von Energiebilanzansätzen auf der Einzugsgebietskala benannt werden. Dieser Aspekt spiegelt sich auch in den Studien wider, bei denen Energiebilanzansätze schlechtere Ergebnisse liefern als das hinsichtlich der Datenanforderungen einfachere Temperatur-Index-Verfahren (Rango und Martinec, 1995; Franz et al., 2008). Da Energiebilanzansätze höhere Anforderungen an die meteorologischen Randbedingungen stellen, kann sich das Problem der Repräsentativität negativ auf den Vergleich verschiedener Prozessbeschreibungen auswirken. Dieser Aspekt der Unsicherheiten in den Eingangsdaten stellt das Hauptproblem beim Vergleich unterschiedlicher Ansätze in der Hydrologie dar (Clark et al., 2011b).

Um nun auch dann die zugrunde liegenden Prozesse bei der Übertragung der Punktwerte auf Flächen zu berücksichtigen, wenn einige meteorologische Variablen nur in einem unzureichenden Umfang bereitstehen, wird häufig die Verwendung alternativer Datensätze vorgeschlagen (Franz, 2006; El-Sadek et al., 2011). Fernerkundungsdaten kommen dabei nicht in Frage, da sie nicht für Szenarien, wie zum Beispiel sich ändernde Klimabedingungen verfügbar sind (Strasser, 2012). Franz (2006) sowie El-Sadek et al. (2011) schlagen Analyse- bzw. Reanalysedaten als Datenquelle für hydrologische Modellierungen vor. Da diese Daten hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Auflösung im Allgemeinen nicht ausreichend für diese Anwendung sind, wurde in dieser Arbeit ein lokales atmosphärisches Modell für die Erzeugung der meteorologischen Felder eingesetzt. Dieser Ansatz ist als innovativ zu bezeichnen.

Nach Giorgi (2006) eignen sich atmosphärische Modelle zur ‚Detaillierung‘ großskaliger Strömungen für Anwendungen auf der Mesoskala. Diese Technik wird dynamisches

Downscaling genannt. Die zentrale Fragestellung dieser Arbeit wurde daher so formuliert, ob die Anwendung eines solchen atmosphärischen Modells unter Verwendung von (Re-) Analysedaten die Ableitung geeigneter meteorologischer Randbedingungen für die prozessorientierte Schneemodellierung auf der Einzugsgebietsskala erlaubt. Ein wesentliches Argument für diese Vorgehensweise ist die Tatsache, dass ein lokales atmosphärisches Modell auf physikalischen Gesetzen beruht. Folglich stehen die im Zuge dieses dynamischen Downscalings abgeleiteten meteorologischen Felder in einem im physikalischen Sinne konsistenten Zusammenhang (Giorgi, 2006), was den zuvor geforderten Bezug zu den Prozessen erfüllt.

8.2 Vorgehensweise

Für die Ableitung der meteorologischen Felder kam das nicht-hydrostatische atmosphärische Community-Modell ARW (Advanced Research WRF, Skamarock et al., 2008) zum Einsatz. Das Modell wird sowohl in der Wissenschaft als auch für die Wettervorhersage eingesetzt. Dies erlaubt die Verwendung von bewährten sowie neuen Entwicklungen von Teilkomponenten. Überdies existiert eine umfangreiche Dokumentation (Wang et al., 2012), weshalb sich das Modell sehr gut für diese Arbeit eignete. Als Randbedingungen für ARW wurden globale Analysedaten verwendet (NCEP, 2012a), welche im Zeitintervall von 6 Stunden ein dreidimensionales Abbild der Atmosphäre liefern und archiviert vorliegen. Somit waren auch Simulationen von vergangenen Ereignissen möglich.

Für die hydrologische Modellierung wurde das Modellsystem PANTA RHEI (Riedel et al., 2011) verwendet. Es handelt sich um ein deterministisches, semi-distributives hydrologisches Modell mit überwiegend konzeptioneller Prozessbeschreibung. Im Zuge dieser Arbeit wurden die Algorithmen des Ansatzes nach Walter et al. (2005) in modifizierter Form, das Utah Energy Balance Modell (Tarboton und Luce, 1996) sowie das Modell ESCIMO (Strasser et al., 2002) mit Berücksichtigung von Schneeprozessen in Wäldern (Strasser et al., 2011) in das bestehende Modellsystem integriert. Alle drei Schneemodelle wurden als gleichwertig angesehen (siehe Clark et al., 2011b), um die prinzipielle Verwendbarkeit der meteorologischen Felder aus dem atmosphärischen Modell zu untersuchen. Die lose (passive) Kopplung von ARW mit PANTA RHEI erfolgte durch das Einlesen der mit ARW simulierten meteorologischen Felder in Form von Rasterkarten für jeden Zeitschritt (1 h).

Als Untersuchungsgebiet wurde das Schneelysimeter Torfhaus (805 m ü. NN) für die Punktskala sowie das dicht bewaldete Mittelgebirgseinzugsgebiet der Sieber bis zum Pegel Pionierbrücke (44 km²) für die Einzugsgebietsskala ausgewählt. Die Kalibrierung der Modelle erfolgte für den Zeitraum des Winters 2005/06, welcher der schneereichste Winter der letzten Dekade war. Für Validierungszwecke wurden darüber hinaus Daten des Winters 2010/11 ausgewertet. Dieser Winter weist eine grundsätzlich andere Charakteristik auf. Auf eine außergewöhnlich intensive Schneeakkumulation im Dezember 2010 folgte ein rasches Abschmelzen im Januar 2011. Die Witterungsbedingungen weichen in

beiden Zeiträumen voneinander ab. Damit sind die Bedingungen für einen ‚differential split-sample‘-Test (Klemeš, 1986b) gegeben, welcher für beide Zeiträume unterschiedliche meteorologische Bedingungen vorsieht.

8.3 Ergebnisse

Zunächst wurden die mit dem Modell ARW durchgeführten Simulationsläufe mit Stundenwerten von Stationsbeobachtungen im Harz für den Winter 2005/06 verglichen. Es konnte nachgewiesen werden, dass sich die meteorologischen Felder dieses Winters mit allen getesteten Modellkonfigurationen relativ gut rekonstruieren ließen. Dabei wirkte sich die Verwendung von Meeresoberflächentemperaturen positiv auf die Ergebnisse aus. Die gute Abbildung meteorologischer Felder durch das Modell ARW gilt insbesondere für die Variablen Temperatur und spezifische Luftfeuchte mit Korrelationskoeffizienten von 0,9. Für einige Größen, die typischerweise großen Schwankungen auf kurzen Zeitskalen unterworfen sind, wie etwa die Windgeschwindigkeit oder die Strahlung, konnten mit Korrelationen von 0,7 immer noch gute Modellergebnisse erzielt werden.

Für die Variable Niederschlag gelang mit zahlreichen Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik eine gute Rekonstruktion der Niederschlagssummen für das gesamte Winterhalbjahr. Auf kurzen Zeitskalen können die Ergebnisse jedoch von den Beobachtungen abweichen. Getestet wurden die Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik nach Morrison et al. (2005a) bzw. Morrison et al. (2009), Thompson et al. (2004), Milbrandt und Yau (2005a) und WDM6 (Lim und Hong, 2010) in Kombination mit drei unterschiedlichen Donwsaling-Methoden, wie sie von Lo et al. (2008) beschrieben werden. Neben einer Standard-Langzeitsimulation wurden Four-Dimensional Data Assimilation (FDDA, Stauffer und Seaman, 1990) und eine Re-Initialisierung erprobt. Die von Lo et al. (2008) und Maussion et al. (2011) beschriebene Erkenntnis, dass die beiden letztgenannten Methoden geeigneter sind, konnte in dieser Arbeit bestätigt werden. Verglichen mit den entsprechenden Werten einer Standard-Langzeitsimulation, sind die statistischen Kenngrößen bei FDDA und der Re-Initialisierung besser. Es konnte jedoch gezeigt werden, dass zum Beispiel die Temperaturen im Frühjahr 2006 zutreffender mit FDDA als mit der Re-Initialisierung abgebildet worden sind.

Unter Zusammenfassung der wesentlichen Erkenntnisse aus den Auswertungen der zahlreichen Rechenläufe konnte die Konfiguration mit der Wolkenmikrophysik nach Morrison et al. (2009) und FDDA als geeignet für das Untersuchungsgebiet und den Winter 2005/06 identifiziert werden. Es zeigte sich, dass mit der Landoberflächenparametrisierung auf Grundlage des Noah-MP-Modells (Niu et al., 2011) eine bessere Simulation der Schneedecke als mit dem Noah-LSM (Chen und Dudhia, 2001; Ek, 2003) möglich ist, aber zum Teil fehlerhafte Werte bei der Ausgabe der spezifischen Feuchte in der verwendeten Version auftraten. Aus diesem Grund wurde das Noah-LSM zur Parametrisierung der Landoberflächenprozesse eingesetzt, obwohl die vielfach in der Literatur (Livneh et al., 2010; Wang et al., 2010; Pavelsky et al., 2011) beschriebene syste-

matische Abweichung beim Wasseräquivalent der Schneedecke in dieser Arbeit ebenfalls nachgewiesen werden konnte.

Mit der genannten ARW-Konfiguration wurden flächendifferenzierte meteorologische Randbedingungen für die Simulation mit PANTA RHEI aufbereitet. Mit einem weiteren ARW-Lauf wurden die entsprechenden meteorologischen Felder für den Winter 2010/11 berechnet, um entsprechende Randbedingungen für den Validierungszeitraum zu erhalten. Wegen der Unsicherheiten hinsichtlich der simulierten Niederschläge wurden allen Simulationen mit Schneemodellen beobachtete Niederschläge zugrunde gelegt. Zunächst wurden das Temperatur-Index-Verfahren und die drei Energiebilanzansätze auf der Punktskala am Schneelysimeter Torfhaus getestet. Die erzielten Modelleffizienzen liegen im Bereich zwischen 0,32 und 0,73. Der Verlauf und die Maximumwerte des Schmelzabflusses konnten von allen Modellen relativ gut wiedergegeben werden, obwohl einige Modelle (z.B. ESCIMO) die Beobachtung zum Teil überschätzten. Die guten Ergebnisse konnten im Rahmen der Validierung mit Modelleffizienzen von 0,53 bis 0,87 bestätigt werden. In beiden Zeiträumen lieferte das Utah Energy Balance Modell die beste, der modifizierte Ansatz nach [Walter et al. \(2005\)](#) die schlechteste Übereinstimmung mit Beobachtungen. Die mit ESCIMO und dem Utah Energy Balance simulierten Energiebilanzkomponenten konnten darüber hinaus plausibilisiert werden und entsprechen typischen Werten für Regen-auf-Schnee-Ereignisse aus der Literatur (siehe z.B. [Marks et al., 1998](#)).

Die Anwendung der Schneemodelle auf der Einzugsgebietsskala erforderte einen kritischen Blick auf die Parametrisierung von Schneeprozessen in Wäldern. Dazu musste eine Anpassung der Modelle erfolgen. Für den Kalibrierungszeitraum wurden mit Modelleffizienzen von 0,75 bis 0,90 sehr gute Anpassungen ermittelt, wobei der modifizierte Ansatz nach [Walter et al. \(2005\)](#) auf der Einzugsgebietsskala die beste Modellgüte aufwies. Alle drei Energiebilanzansätze ermöglichten eine bessere Rekonstruktion der Abflussganglinie als das Temperatur-Index-Verfahren. Diese Feststellung bestätigte sich bei der Auswertung des Validierungszeitraums. Das Januarhochwasser 2011 wurde jedoch von allen Schneemodellen gleichermaßen unterschätzt. Die gute Wiedergabe des zeitlichen Verlaufs der Ganglinie ließ sich anhand der statistischen Kenngrößen belegen. Während mit dem Utah Energy Balance Modell der Wasserdampftransport infolge Resublimation und Kondensation als Quelle in der Massenbilanz nachgewiesen werden konnte, wurde von ESCIMO einschließlich der Erweiterung um Waldschneeprozesse der umgekehrte Prozess simuliert. Im Mittel konnte mit ESCIMO eine Sublimation für beide Winter ermittelt werden, was einer Senke in der Massenbilanz entspricht. Dieses Modellverhalten wurde insgesamt als plausibler im Hinblick auf Schneeprozesse in Wäldern bewertet.

8.4 Schlussfolgerung

Die mit dieser Arbeit formulierte Fragestellung kann anhand der vorliegenden Ergebnisse im positiven Sinne beantwortet werden. Von der Variablen Niederschlag abgesehen,

konnten die beobachteten meteorologischen Variablen gut durch die ARW-Simulationen rekonstruiert werden. Auch die mit diesen Daten in Betrieb genommenen Schneemodelle lieferten gute Ergebnisse auf der Punkt- und Einzugsgebietsskala. Somit kann die Verwendung von meteorologischen Feldern aus lokalen atmosphärischen Modellen als geeignet für die prozessorientierte Schneemodellierung angesehen werden. Dieser Aspekt spiegelt sich auch in der Tatsache wider, dass unterschiedlich komplexe Ansätze gleichermaßen erfolgreich eingesetzt werden konnten, ohne dass Unsicherheiten in den Eingangsdaten den Vergleich der Prozessbeschreibungen negativ beeinflussen.

Die verwendeten NCEP-Analysen (NCEP, 2012a) bieten somit eine geeignete Grundlage zur Ableitung von meteorologischen Feldern, wenn ein geeignetes lokales atmosphärisches Modell für das dynamische Downscaling verwendet wird. Die vielfach formulierte These der ‚Detaillierung‘ der großräumigen Strömungsfelder der Atmosphäre (siehe z.B. Giorgi, 2006) kann damit für das vorliegende Untersuchungsgebiet und die betrachteten Zeiträume bestätigt werden. Auch wenn die Simulation der Variablen Niederschlag auf kurzen Zeitskalen eine der größten Herausforderungen darstellt, da der Niederschlag das Ergebnis einer Vielzahl komplexer physikalischer Prozesse in einem breiten Skalenbereich ist (Stauffer und Seaman, 1990), können die hier ermittelten Halbjahressummen als durchaus gut bewertet werden. Mit den NCEP-Daten und ARW konnte die Niederschlagscharakteristik im Harz für den Winter 2005/06 gut nachgebildet werden.

Die auf diesen Ergebnissen aufbauenden Schneesimulationen zeigten ebenfalls eine gute Übereinstimmung mit Beobachtungen. Auf der Einzugsgebietsskala konnten mit den drei verwendeten Energiebilanzansätzen in PANTA RHEI bessere Ergebnisse erzielt werden als mit dem Temperatur-Index-Verfahren. Darüber hinaus bietet das Modell ESCIMO die Möglichkeit einer prozessorientierten Beschreibung der Schneeinterzeption im Einzugsgebiet. Wie es im vorliegenden Beispiel gezeigt werden konnte, sind die Einflüsse auf die Massenbilanz infolge Sublimation nicht unerheblich. Die guten Ergebnisse sind stets auch im Zusammenhang mit den verwendeten Eingangsdaten und dem dynamischen Downscaling zu sehen.

8.5 Ausblick

Die Ergebnisse dieser Arbeit belegen, dass eine prozessorientierte Modellierung von Schneeprozessen in einem Einzugsgebiet auch dann möglich ist, wenn geeignete Daten nicht im erforderlichen Umfang verfügbar sind. Die Ableitung der meteorologischen Felder aus globalen Eingangsdaten, erwies sich als geeignete Methode. Damit verbundene Schwierigkeiten sind die Unsicherheiten bei der Simulation von Niederschlägen, die noch relativ langen Simulationszeiten von ca. 3 Tagen pro Rechenlauf auf einem Großrechner (für ein Winterhalbjahr bei Verwendung von drei Knoten) sowie die zum Teil fehlerhafte Modellausgabe der spezifischen Feuchte. Inwieweit künftige Entwicklungen hinsichtlich verbesserter Eingangsdaten (z.B. Analysen und Reanalysen mit höherer Auflösung) oder neuer Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik zu verbesserten Niederschlagssimula-

tionen führen werden, bleibt abzuwarten. Es kann davon ausgegangen werden, dass die zunehmende Weiterentwicklung von Prozessoren künftige Anwendungen von lokalen atmosphärischen Modellen in der Hydrologie erleichtert. Womöglich nimmt die Bedeutung dieser Modelle bei künftigen Projekten zu, sodass das dynamische Downscaling nicht mehr nur speziellen Einrichtungen vorbehalten sein wird. Die beschriebenen fehlerhaften Ausgaben der spezifischen Luftfeuchte werden wahrscheinlich im Zuge der nächsten Software-Updates behoben.

Auch wenn die Auswertung von nur zwei Wintern als kritisch im Hinblick auf Verallgemeinerungen anzusehen ist und auch nur ein Einzugsgebiet betrachtet wurde, kann die vorliegende Methodik für weitere Forschungsarbeiten eine Grundlage bieten. Für Anwendungen in Einzugsgebieten ohne Beobachtungen bietet das dynamische Downscaling eine weitere Datenquelle, um auch komplexere Schneemodelle anwenden zu können. Damit kann die hier vorgestellte Vorgehensweise auch eine zuverlässige Basis für Simulationen in Einzugsgebieten ohne Pegel unter verschiedenen Klimabedingungen bieten, wie es von [Sivapalan et al. \(2003\)](#) gefordert wird. Der Ansatz dieser Arbeit, möglichst unterschiedliche meteorologische Situationen mit prozessorientierten Schneemodeln abbilden zu können, ist insbesondere auch für das Themenfeld „prediction of ungauged climates“ ([Merz et al., 2011](#)) von Interesse. Dabei sollen Modelle einerseits robust hinsichtlich der zeitlichen Extrapolation sein und andererseits sehr geringe Abweichungen zu Beobachtungen aufweisen (ebenda).

In diesem Zusammenhang sind auch umfangreiche Tests von Schneemodeln auf unterschiedlichen Skalen und für verschiedene Klimabereiche denkbar, um Prozessbeschreibungen von Schneemodeln effektiv zu testen. Da die Variablen des atmosphärischen Modells in einem korrekten physikalischen Zusammenhang stehen, können Unterschiede in den Modellergebnissen leichter und effektiver in Bezug auf die unterschiedlichen Prozessbeschreibungen interpretiert werden. Vergleichsstudien für prozessorientierte Schneemodeln, wie etwa die von [Etchevers et al. \(2004\)](#) oder [Rutter et al. \(2009\)](#) initiierten Punktskalenuntersuchungen, können mit diesem Ansatz auch für ein Einzugsgebiet angewendet werden. Dieser Aspekt kann für künftige Modifikationen von Schneemodeln eine interessante Erweiterung darstellen.

Eine offenkundige Schwierigkeit, die sich auch bei der Bewertung der Ergebnisse zeigte, sind fehlende Vergleichsmöglichkeiten für Variablen wie zum Beispiel die Schneeinterzeption bei diesen prozessorientierten Schneemodeln. Um künftig eine bessere Verifikation von verschiedenen Zustandsgrößen zu ermöglichen, bieten Fernerkundungsdaten und die alternativen Messmethoden eine geeignete Basis. Bereits heute lässt sich die Schneebedeckung aus hydrologischen Modellen relativ einfach mit Satellitenbeobachtungen überprüfen. Mit der Zeitraffer-Fotographie kann beispielsweise die Schneebedeckung im Kronenraum von Bäumen registriert werden. Geeignete Strategien zur Überprüfung der Schneeinterzeption auf der Einzugsgebietsskala erscheinen auf dieser Basis möglich.

Mit dieser Arbeit konnten Unsicherheiten reduziert werden, die sich aus dem Problem der Repräsentativität der meteorologischen Eingangsdaten ergeben. Eine weitere

in diesem Zusammenhang genannte Schwierigkeit, die sich aus der Skalierung der Prozessbeschreibung ergibt, muss weiterhin intensiv verfolgt werden. Das Problem der Äquifinalität (siehe z.B. [Beven, 2002a](#)) zeigte sich auch im Rahmen dieser Arbeit bei der Anwendung des Utah Energy Balance Modells, da zwei Parametersätze trotz unterschiedlicher Einstellung ähnliche Ergebnisse lieferten. Auf der Einzugsgebietsskala wurde für den Effektivparameter der Oberflächenrauigkeit z_0 ein Wert außerhalb der Literaturwerte durch Optimierung gefunden. Da solche Effektivparameter zu einem nicht bekannten Teil auch die Heterogenität der Flächenelemente enthalten, ist dieses Problem bei der Einzugsgebietsmodellierung offenkundig (siehe auch [Kirchner, 2006](#)). Der REW-Ansatz verspricht geringere Unsicherheiten im Hinblick auf die Prozessbeschreibungen für physikalisch begründete hydrologische Modellsysteme. Die damit verbundenen Herausforderungen vergleicht [Beven \(2006\)](#) mit der „Suche nach dem heiligen Gral in der wissenschaftlichen Hydrologie“. [Mou et al. \(2008\)](#) beschreiben, wie Schnee- und Eisprozesse in diesem Konzept Anwendung finden. Dass bei fehlenden Daten das Temperatur-Index-Verfahren zur Berechnung der Schneeschmelze anstelle eines Energiebilanzansatzes eingesetzt wird, zeigt, dass diese Entwicklungen auch mit dem hier untersuchten Skalenproblem im Zusammenhang mit der Repräsentativität verbunden sind. Verbesserte Modelle sind realisierbar, wenn hinsichtlich beider Schwierigkeiten beim Skalenübergang Fortschritte erzielt werden.

Literatur

- ABBOTT, M. B., J. BATHURST, J. CUNGE, P. E. O'CONNELL und J. RASMUSSEN (1986a): *An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system*. Journal of Hydrology, 87, Nr. 1-2, 45–59.
- ABBOTT, M. B., J. BATHURST, J. CUNGE, P. E. O'CONNELL und J. RASMUSSEN (1986b): *An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system*. Journal of Hydrology, 87, Nr. 1-2, 61–77.
- ANDEREGG, W. R. L., J. M. KANE und L. D. L. ANDEREGG (2012): *Consequences of widespread tree mortality triggered by drought and temperature stress*. Nature Climate Change, 1635, 1–7.
- ANDERSON, E. A. (1968): *Development and testing of snow pack energy balance equations*. Water Resources Research, 4, Nr. 1, 19–37.
- ANDERSON, E. A. (1973): *National Weather Service River Forecast System - Snow Accumulation and Ablation Model*. In NOAA (Hrsg.): *NOAA Technical Memorandum*. Band NWS HYDRO-17, Silver Spring: National Weather Service, 238 Seiten.
- ANDERSON, E. A. (1976): *A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover*. Band 19, NOAA technical report NWS. Silver Spring: Office of Hydrology, National Weather Service, 150 Seiten.
- ANDERSON, E. A. (2006): *Snow Accumulation and Ablation Model - SNOW-17*. In NWS (Hrsg.): *National Weather Service River Forecast System (NWSRFS) User Manual*. Band II.2-SNOW-17, Silver Spring: NOAA's National Weather Service, Office of Hydrologic Development (URL: http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/nwsrfs/users_manual/part2/_pdf/22snow17.pdf) – besucht am 13.09.2012, 1–61.
- ANDREAS, E. L. (1987): *A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice*. Boundary-Layer Meteorology, 38, Nr. 1-2, 159–184.
- ANDREAS, E. L. (2002): *Parameterizing Scalar Transfer over Snow and Ice: A Review*. Journal of Hydrometeorology, 3, Nr. 4, 417–432.
- ANDRÉASSIAN, V., C. PERRIN, E. PARENT und A. BÁRDOSY (2010): *The Court of Miracles of Hydrology: can failure stories contribute to hydrological science?* Hydrological Sciences Journal, 55, Nr. 6, 849–856.
- ANTHES, R. A. (1983): *Regional Models of the Atmosphere in Middle Latitudes*. Monthly Weather Review, 111, Nr. 6, 1306–1335.
- ARCHIBALD, J. A., M. T. WALTER und D. R. FUKA (2013): *Snow Melt Function: EcoHydRology Package in R*. (URL: <http://cran.r-project.org/web/packages/EcoHydRology/index.html>) – besucht am 19.02.2013.
- ARNOLD, J. G. und N. FOHRER (2005): *SWAT2000: current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling*. Hydrological Processes, 19, Nr. 3, 563–572.
- ARNOLD, J. G., R. SRINIVASAN, R. S. MUTTIAH und J. R. WILLIAMS (1998): *Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development*. Journal of the American Water Resources Association, 34, Nr. 1, 73–89.
- BADER, H., R. HAEFELI, E. BUCHER, J. NEHER, O. ECKEL, C. THAMS und P. NIGGLI (1939): *Der Schnee und seine Metamorphose: Erste Ergebnisse und Anwendungen einer systematischen Untersuchung der alpinen Winterschneedecke; Durchgeführt von der Station Weissfluhjoch-*

- Davos der Schweiz. Schnee- u. Lawinenforschungskommission 1934-1938. Band 3, Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie Hydrologie. Bern: Kümmerly und Frey.
- BAGHDADI, N., Y. GAUTHIER und M. BERNIER (1997): *Capability of Multitemporal ERS-1 SAR Data for Wet-Snow Mapping*. Remote Sensing of Environment, 60, Nr. 2, 174–186.
- BALES, R. C., N. P. MOLOTCH, T. H. PAINTER, M. D. DETTINGER, R. RICE und J. DOZIER (2006): *Mountain hydrology of the western United States*. Water Resources Research, 42, Nr. 8, W08432, 1–13.
- BARKER, D. M., W. HUANG, Y.-R. GUO, A. J. BOURGEOIS und Q. N. XIAO (2004): *A Three-Dimensional Variational Data Assimilation System for MM5: Implementation and Initial Results*. Monthly Weather Review, 132, Nr. 4, 897–914.
- BARNETT, T. P., J. C. ADAM und D. P. LETTENMAIER (2005): *Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions*. Nature, 438, Nr. 7066, 303–309.
- BARRY, R. G. und T. Y. GAN (2011): *The global cryosphere: Past, present, and future*. Cambridge: Cambridge University Press, 472 Seiten.
- BARTELT, P. und M. LEHNING (2002): *A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning*. Cold Regions Science and Technology, 35, Nr. 3, 123–145.
- BARTLETT, P. A., M. D. MACKEY und D. L. VERSEGHY (2006): *Modified snow algorithms in the Canadian land surface scheme: Model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands*. Atmosphere-Ocean, 44, Nr. 3, 207–222.
- BATHURST, J. und K. COOLEY (1996): *Use of the SHE hydrological modelling system to investigate basin response to snowmelt at Reynolds Creek, Idaho*. Journal of Hydrology, 175, Nr. 1-4, 181–211.
- BATHURST, J., J. M. WICK und P. E. O'CONNELL (1995): *The SHE/SHESED basin scale water flow and sediment transport modelling system*. In V. P. SINGH (Hrsg.): *Computer models of watershed hydrology*. Highlands Ranch: Water Resources Publications, 563–594.
- BAUR, F. (1963): *Grosswetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage: Large-scale meteorology and long-range forecasting of weather character*. Frankfurt am Main: Akademische Verlagsgesellschaft, 91 Seiten.
- BENOIT, R., P. PELLERIN, N. KOUWEN, H. RITCHIE, N. DONALDSON, P. JOE und E. D. SOULIS (2000): *Toward the use of coupled atmospheric and hydrologic models at regional scale*. Monthly Weather Review, 128, Nr. 6, 1681–1706.
- BERGSTRÖM, S. (1995): *The HBV Model*. In V. P. SINGH (Hrsg.): *Computer models of watershed hydrology*. Highlands Ranch: Water Resources Publications, 443–476.
- BERNHARDT, M., G. E. LISTON, U. STRASSER, G. ZÄNGL und K. SCHULZ (2010): *High resolution modelling of snow transport in complex terrain using downscaled MM5 wind fields*. The Cryosphere, 4, Nr. 1, 99–113.
- BERNHOFER, C., G. GUGLA, W. GOLF, R. GÜNTHER, P. JANKIEWICZ, A. KLÄMT, L. MENZEL, K. MIEGEL, H.-D. OLBRISCH und U. WENDLING (2002): *Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden*. Band 504, ATV-DVWK-Regelwerk. Hennef: GFA-Gesellschaft zur Förderung der Abwassertechnik, ATV-DVWK, Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall, 144 Seiten.
- BERTLE, F. A. (1966): *Effect of Snow Compaction on Runoff from Rain on Snow*. Band 35, Engineering Monograph. Denver: Bureau of Reclamation - U.S. Dept. of the Interior (URL: http://www.usbr.gov/pmts/hydraulics_lab/pubs/EM/EM35.pdf) – besucht am 15.12.2011, 56 Seiten.
- BEVEN, K. J. (2001): *Rainfall-runoff modelling: The primer*. Chichester: Wiley, 360 Seiten.

- BEVEN, K. J. (2002a): *Towards a coherent philosophy for modelling the environment*. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 458, Nr. 2026, 2465–2484.
- BEVEN, K. J. (2002b): *Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system*. Hydrological Processes, 16, Nr. 2, 189–206.
- BEVEN, K. J. (2006): *Searching for the Holy Grail of scientific hydrology: $Q_t = H(S, R, dT)A$ as closure*. Hydrology and Earth System Sciences, 10, Nr. 5, 609–618.
- BEVEN, K. J. (2012): *Causal models as multiple working hypotheses about environmental processes / Les modèles causals comme hypothèses multiples des processus environnementaux*. Comptes Rendus Geoscience, 344, Nr. 2, 77–88.
- BLÖSCHL, G. (1999): *Scaling issues in snow hydrology*. Hydrological Processes, 13, Nr. 14-15, 2149–2175.
- BLÖSCHL, G. und R. B. GRAYSON (2001): *Spatial Observation and Interpolation*. In R. B. GRAYSON und G. BLÖSCHL (Hrsg.): *Spatial patterns in catchment hydrology*. Cambridge: Cambridge University Press (URL: http://www.hydro.tuwien.ac.at/uploads/media/Chapter2_02.pdf) – besucht am 21.11.2012, 17–50.
- BLÖSCHL, G. und R. KIRNBAUER (1992): *Flächendifferenzierte Modellierung der Schneeschmelze in einem alpinen Einzugsgebiet*. In Internationales Symposium INTERPRAEVENT. Bern, 161–179.
- BLÖSCHL, G. und M. SIVAPALAN (1995): *Scale issues in hydrological modelling: A review*. Hydrological Processes, 9, Nr. 3-4, 251–290.
- BOLLRICH, G. (1996): *Technische Hydromechanik*. Band 1, 4. Auflage. Berlin: Verlag für Bauwesen, 456 Seiten.
- BOON, S. (2009): *Snow ablation energy balance in a dead forest stand*. Hydrological Processes, 23, Nr. 18, 2600–2610.
- BOONE, A. und P. ETCHEVERS (2001): *An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site*. Journal of Hydrometeorology, 2, Nr. 4, 374–394.
- BRAITHWAITE, R. J. (1995): *Aerodynamic stability and turbulent sensible-heat flux over a melting ice surface, the Greenland ice sheet*. Journal of Glaciology, 41, Nr. 139, 562–571.
- BRAUN, L. N. (1985): *Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland*. Dissertation, ETH Zürich, Zürich.
- BRAUN, L. N. und M. B. ROHRER (1992): *Schneedecke*. In H.-B. KLEEBERG (Hrsg.): *Regionalisierung in der Hydrologie*. Band 11, Weinheim: VCH, 185–199.
- BRECHTEL, H. (1996): *Interzeption*. In A. BAUMGARTNER, H.-J. LIEBSCHER und P. BENECKE (Hrsg.): *Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie*. Band 1, Berlin: Borntraeger, 320–333.
- BREMICKER, M. (2000): *Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM: Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele*. Band 11, Freiburger Schriften zur Hydrologie. Freiburg: Universität Freiburg, 119 Seiten.
- BREUER, L., K. ECKHARDT und H.-G. FREDE (2003): *Plant parameter values for models in temperate climates*. Ecological Modelling, 169, Nr. 2-3, 237–293.
- BRUBAKER, K., A. RANGO und W. KUSTAS (1996): *Incorporating radiation inputs into the snowmelt runoff model*. Hydrological Processes, 10, Nr. 10, 1329–1343.
- BRUN, E., E. MARTIN, V. SIMON, C. GENDRE und C. COLEOU (1989): *An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting*. Journal of Glaciology, 35, Nr. 121, 333–342.

- BURLES, K. und S. BOON (2011): *Snowmelt energy balance in a burned forest plot, Crowsnest Pass, Alberta, Canada*. Hydrological Processes, 25, Nr. 19, 3012–3029.
- CAPELLE, W. (1968): *Die Vorsokratiker: Die Fragmente und Quellenberichte*. Band 119, Kröners Taschenausgabe. Stuttgart: Kröner, 501 Seiten.
- CHAMBERLAIN, A. C. (1983): *Roughness length of sea, sand, and snow*. Boundary-Layer Meteorology, 25, Nr. 4, 405–409.
- CHARBONNEAU, R., J.-P. LARDEAU und C. OBLED (1981): *Problems of modelling a high mountainous drainage basin with predominant snow yields / Problèmes de la mise en modèle d'un bassin versant de haute montagne avec prédominance de la fonte des neiges*. Hydrological Sciences Bulletin, 26, Nr. 4, 345–361.
- CHEN, F. und J. DUDHIA (2001): *Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity*. Monthly Weather Review, Nr. 129, 569–585.
- CLARK, M. P., J. HENDRIKX, A. G. SLATER, D. KAVETSKI, B. ANDERSON, N. J. CULLEN, T. KERR, E. ÖRN HREINSSON und R. A. WOODS (2011a): *Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models: A review*. Water Resources Research, 47, Nr. 7, W07539, 1–13.
- CLARK, M. P., D. KAVETSKI und F. FENICIA (2011b): *Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling*. Water Resources Research, 47, Nr. 9, W09301, 1–16.
- COLBECK, S. (1979): *Water flow through heterogeneous snow*. Cold Regions Science and Technology, 1, Nr. 1, 37–45.
- CONGALTON, R. G. (1991): *A review of assessing the accuracy of classifications of remotely sensed data*. Remote Sensing of Environment, 37, Nr. 1, 35–46.
- DAVIS, C., B. BROWN und R. BULLOCK (2006): *Object-Based Verification of Precipitation Forecasts. Part I: Methodology and Application to Mesoscale Rain Areas*. Monthly Weather Review, 134, Nr. 7, 1772–1784.
- DAVIS, C., W. WANG, S. S. CHEN, Y. CHEN, K. CORBOSIERO, M. DEMARIA, J. DUDHIA, G. HOLLAND, J. KLEMP, J. MICHALAKES, H. REEVES, R. ROTUNNO, C. SNYDER und Q. XIAO (2008): *Prediction of Landfalling Hurricanes with the Advanced Hurricane WRF Model*. Monthly Weather Review, 136, Nr. 6, 1990–2005.
- DEBELE, B., R. SRINIVASAN und A. K. GOSAIN (2010): *Comparison of Process-Based and Temperature-Index Snowmelt Modeling in SWAT*. Water Resources Management, 24, Nr. 6, 1065–1088.
- DEE, D. P., S. M. UPPALA, A. J. SIMMONS, P. BERRISFORD, P. POLI, S. KOBAYASHI, U. ANDRAE, M. A. BALMASEDA, G. BALSAMO, P. BAUER, P. BECHTOLD, A. C. M. BELJAARS, L. van de BERG, J. BIDLOT, N. BORMANN, C. DELSOL, R. DRAGANI, M. FUENTES, A. J. GEER, L. HAIMBERGER, S. B. HEALY, H. HERSBACH, E. V. HÓLM, L. ISAKSEN, P. KÅLLBERG, M. KÖHLER, M. MATRICARDI, A. P. McNALLY, B. M. MONGE-SANZ, J.-J. MORCRETTE, B.-K. PARK, C. PEUBEY, P. d. ROSNAY, C. TAVOLATO, J.-N. THÉPAUT und F. VITART (2011): *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137, Nr. 656, 553–597.
- DEWALLE, D. R. und A. RANGO (2008): *Principles of snow hydrology*. Cambridge [u.a.]: Cambridge University Press, 410 Seiten.
- DICKINSON, R. E., A. HENDERSON-SELLERS und P. J. KENNEDY (1993): *Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model*.

- Band NCAR/TN-387 + STR, NCAR Technical Note. Boulder: National Center for Atmospheric Research, 72 Seiten.
- DIN (1994): *Hydrologie: DIN 4049 - Teil 3*. Band 4049, Deutsche Norm. Berlin: Beuth, Deutsches Institut für Normung.
- DOZIER, J. (1989): *Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper*. Remote Sensing of Environment, 28, 9–22.
- DUDHIA, J. (1989): *Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model*. Journal of Atmospheric Sciences, 46, 3077–3107.
- DUFFY, P. B., R. W. ARMITT, J. COQUARD, W. GUTOWSKI, J. HAN, J. IORIO, J. KIM, L.-R. LEUNG, J. ROADS und E. ZELEDON (2006): *Simulations of Present and Future Climates in the Western United States with Four Nested Regional Climate Models*. Journal of Climate, 19, Nr. 6, 873–895.
- DUNKLE, R. V. und J. T. BEVANS (1956): *An Approximate Analysis of the Solar Reflectance and Transmittance of a Snow Cover*. Journal of Meteorology, 13, Nr. 2, 212–216.
- DUTRA, E., P. VITERBO, P. M. A. MIRANDA und G. BALSAMO (2012): *Complexity of Snow Schemes in a Climate Model and Its Impact on Surface Energy and Hydrology*. Journal of Hydrometeorology, 13, Nr. 2, 521–538.
- DVWK (1994): *Niederschlag - Empfehlung für Betreiber von Niederschlagsstationen: Gemeinsames Merkblatt des Deutschen Wetterdienstes (DWD), der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK), der Abwassertechnischen Vereinigung e.V. (ATV)*. Band 230, DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft. Bonn: Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser, Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 30 Seiten.
- DWA (2011): *Beobachteranleitung für nebenamtliche Niederschlagsstationen Nst(A) und Nst(k) (BAN)*. Band 530, DWA-Regelwerk. 1. Auflage. Hennef (Sieg): Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft Abwasser und Abfall e.V. (DWA), 28 Seiten.
- DYCK, S. und G. PESCHKE (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. 3. Auflage. Berlin: Verlag für Bauwesen, 536 Seiten.
- EGGELSMANN, F. und A. LANGE (2011): *Der Wasserhaushalt des Westharzes: Hydrologische Untersuchungen 1941 - 2010*. Hildesheim: Harzwasserwerke GmbH, Abteilung Wasserwirtschaft, 166 Seiten.
- EHRLER, C. und J. SCHAPER (1997): *Analyse von Ausaperungsmustern der saisonalen Schneedecke mit Fernerkundungsmethoden*. Geographica Helvetica, 52, Nr. 1, 11–20.
- EK, M. B. (2003): *Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model*. Journal of Geophysical Research, 108, Nr. D22, GCP 12–1 – GCP 12–16.
- EL-SADEK, A., M. BLEIWEISS, M. SHUKLA, S. GULDAN und A. FERNALD (2011): *Alternative climate data sources for distributed hydrological modelling on a daily time step*. Hydrological Processes, 25, Nr. 10, 1542–1557.
- ELSHOLZ, M. und H. BERGER (2003): *Hochwasserbemessungswerte für die Fließgewässer in Niedersachsen - Abflüsse in hydrologischen Landschaften über Regionalisierungsansätze*. Band 18, Oberirdische Gewässer. Hildesheim: Niedersächsisches Landesamt für Ökologie, 122 Seiten.
- ESSERY, R., E. MARTIN, H. DOUVILLE, A. FERNÁNDEZ und E. BRUN (1999): *A comparison of four snow models using observations from an alpine site*. Climate Dynamics, 15, Nr. 8, 583–593.

- ETCHEVERS, P., E. MARTIN, R. BROWN, C. FIERZ, Y. LEJEUNE, E. BAZILE, A. BOONE, Y.-J. DAI, R. ESSERY, A. FERNANDEZ, Y. GUSEV, R. JORDAN, V. KOREN, E. KOWALCZYK, O. NASONOVA, R. D. PYLES, A. SCHLOSSER, A. B. SHMAKIN, T. G. SMIRNOVA, U. STRASSER, D. VERSEGHY, T. YAMAZAKI und Z.-L. YANG (2004): *Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project)*. Annals of Glaciology, 38, Nr. 1, 150–158.
- ETLING, D. (1996): *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*. Braunschweig: Vieweg, 318 Seiten.
- FEDDES, R. A., P. KOWALIK, K. KOLINSKA-MALINKA und H. ZARADNY (1976): *Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function*. Journal of Hydrology, 31, Nr. 1-2, 13–26.
- FEDERER, B. und H. SCHIRMER (1996): *Niederschlag*. In A. BAUMGARTNER, H.-J. LIEBSCHER und P. BENECKE (Hrsg.): *Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie*. Band 1, Berlin: Borntraeger, 237–277.
- FELDMAN, S. I., D. M. GAY, M. W. MAIMONE und N. L. SCHRYER (1995): *A Fortran-to-C Converter*. Band 149, Computing Science Technical Report. Murray Hill: AT&T Bell Laboratories (URL: <http://www.netlib.org/f2c/>) – besucht am 29.03.2012, 27 Seiten.
- FELDMANN, A. D. (2000): *Hydrological Modeling System HEC-HMS – Technical Reference Manual*. Davis: U.S. Army Corps of Engineers, 149 Seiten.
- FENICIA, F., H. SAVENIJE und H. WINSEMIUS (2008): *Moving from model calibration towards process understanding*. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 33, Nr. 17-18, 1057–1060.
- FERGUSON, R. (1999): *Snowmelt runoff models*. Progress in Physical Geography, 23, Nr. 2, 205–227.
- FÖRSTER, K., M. GELLESZUN und G. MEON (2012): *A weather dependent approach to estimate the annual course of vegetation parameters for water balance simulations on the meso- and macroscale*. Advances in Geosciences, 32, 15–21.
- FRANKENSTEIN, S., A. SAWYER und J. KOEBERLE (2008): *Comparison of FASST and SNTHERM in Three Snow Accumulation Regimes*. Journal of Hydrometeorology, 9, Nr. 6, 1443–1463.
- FRANZ, K. J. (2006): *Characterization of the comparative skill of conceptual and physically-based snow models for streamflow prediction*. Dissertation, University of California, Irvine.
- FRANZ, K. J., T. S. HOGUE und S. SOROSHIAN (2008): *Operational snow modeling: Addressing the challenges of an energy balance model for National Weather Service forecasts*. Journal of Hydrology, 360, Nr. 1-4, 48–66.
- FREEZE, R. A. und R. L. HARLAN (1969): *Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model*. Journal of Hydrology, 9, Nr. 3, 237–258.
- FUKA, D. R., Z. M. EASTON, E. S. BROOKS, J. BOLL, T. S. STEENHUIS und M. T. WALTER (2012): *A Simple Process-Based Snowmelt Routine to Model Spatially Distributed Snow Depth and Snowmelt in the SWAT Model*. Journal of the American Water Resources Association, 48, Nr. 6, 1151–1161.
- GAO, Y., H. XIE, T. YAO und C. XUE (2010): *Integrated assessment on multi-temporal and multi-sensor combinations for reducing cloud obscuration of MODIS snow cover products of the Pacific Northwest USA*. Remote Sensing of Environment, 114, Nr. 8, 1662–1675.
- GAREN, D. C. und D. MARKS (2005): *Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results*. Journal of Hydrology, 315, Nr. 1-4, 126–153.
- GARVELMANN, J., S. POHL und M. WEILER (2012): *Applying a time-lapse camera network to observe snow processes in mountainous catchments*. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 9, Nr. 9, 10687–10717.

- GATTKE, C. (2006): *Modellvergleiche zur Untersuchung struktureller Unsicherheiten: Anwendung objektorientierter Methoden in der hydrologischen Modellierung*. Dissertation, Ruhr-Universität Bochum, Bochum.
- GELFAN, A. N., J. W. POMEROY und L. S. KUCHMENT (2004): *Modeling Forest Cover Influences on Snow Accumulation, Sublimation, and Melt*. Journal of Hydrometeorology, 5, Nr. 5, 785–803.
- GENUCHTEN, M. T. van (1980): *A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils*. Soil Science Society of America Journal, 44, Nr. 5, 892–898.
- GIORGI, F. (2006): *Regional climate modeling: Status and perspectives*. Journal de Physique IV (Proceedings), 139, Nr. 1, 101–118.
- GLÄSSER, R. (1994): *Das Klima des Harzes*. Hamburg: Kovac, 341 Seiten.
- GRAYSON, R. B., G. BLÖSCHL, A. W. WESTERN und T. A. MCMAHON (2002): *Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response*. Advances in Water Resources, 25, Nr. 8-12, 1313–1334.
- GRELL, G. A., J. DUDHIA und D. R. STAUFFER (1994): *A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)*. Band NCAR/TN-398+STR, NCAR Technical Note. Boulder: Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research, 125 Seiten.
- HALL, D. K., G. A. RIGGS, J. L. FOSTER und S. V. KUMAR (2010): *Development and evaluation of a cloud-gap-filled MODIS daily snow-cover product*. Remote Sensing of Environment, 114, Nr. 3, 496–503.
- HALL, D. K., G. A. RIGGS, V. V. SALOMONSON, J. S. BARTON, K. CASEY, J. Y. L. CHIEN, N. E. DIGIROLAMO, A. G. KLEIN, H. W. POWELL und A. B. TAIT (2001): *Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snow and Sea Ice-Mapping Algorithms*. Greenbelt: NASA/Goddard Space Flight Center.
- HALL, D. K., G. A. RIGGS, V. V. SALOMONSON, N. E. DIGIROLAMO und K. J. BAYR (2002): *MODIS snow-cover products*. Remote Sensing of Environment, 83, Nr. 1-2, 181–194.
- HALL, M. J. (2001): *How well does your model fit the data?* Journal of Hydroinformatics, 3, 49–55.
- HARDING, R. J. (1986): *Exchanges of energy and mass associated with a melting snowpack*. In E. M. MORRIS und L. GODA (Hrsg.): *Modelling Snowmelt-Induced Processes*. Band 155, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 3–15.
- HARDING, R. J. und J. W. POMEROY (1996): *The Energy Balance of the Winter Boreal Landscape*. Journal of Climate, 9, Nr. 11, 2778–2787.
- HARDY, J. P., R. E. DAVIS, R. JORDAN, W. NI und C. E. WOODCOCK (1998): *Snow ablation modelling in a mature aspen stand of the boreal forest*. Hydrological Processes, 12, Nr. 10-11, 1763–1778.
- HARDY, J. P., R. MELLOH, G. KOENIG, D. MARKS, A. WINSTRAL, J. W. POMEROY und T. LINK (2004): *Solar radiation transmission through conifer canopies*. Agricultural and Forest Meteorology, 126, Nr. 3-4, 257–270.
- HARDY, J. P., R. MELLOH, P. ROBINSON und R. JORDAN (2000): *Incorporating effects of forest litter in a snow process model*. Hydrological Processes, 14, Nr. 18, 3227–3237.
- HEDSTROM, N. R. und J. W. POMEROY (1998): *Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest*. Hydrological Processes, 12, Nr. 10-11, 1611–1625.
- HELLSTRÖM, R. (2000): *Forest cover algorithms for estimating meteorological forcing in a numerical snow model*. Hydrological Processes, 14, Nr. 18, 3239–3256.

- HERRMANN, A. und M. KUHN (1996): *Schnee und Eis*. In A. BAUMGARTNER, H.-J. LIEBSCHER und P. BENECKE (Hrsg.): *Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie*. Band 1, Berlin: Borntraeger, 278–319.
- HINES, K. M., D. H. BROMWICH, L.-S. BAI, M. BARLAGE und A. G. SLATER (2011): *Development and Testing of Polar WRF. Part III: Arctic Land**. Journal of Climate, 24, Nr. 1, 26–48.
- HOCK, R. (1999): *A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation*. Journal of Glaciology, 45, 101–111.
- HÖLSCHER, J., U. PETRY, M. BERTRAM, M. ANHALT, S. SCHMIDTKE, U. HABERLANDT, H. MÜLLER, S. van der HEIJDEN, C. BERNDT, A. VERWORN, M. WALLNER, A. BELL, J. DIETRICH, G. MEON, K. FÖRSTER, M. GELLESZUN, G. RIEDEL, A. LANGE und F. EGGELSMANN (2012): *Globaler Klimawandel: Wasserwirtschaftliche Folgenabschätzung für das Binnenland*. Band 33, Oberirdische Gewässer. 1. Auflage. Norden: NLWKN, Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz, 158 Seiten.
- HONG, S.-Y. und J.-O. J. LIM (2006): *The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6)*. Journal of the Korean Meteorological Society, 42, Nr. 2, 129–151.
- HONG, S.-Y., K.-S. S. LIM, Y.-H. LEE, J.-C. HA, H.-W. KIM, S.-J. HAM und J. DUDHIA (2010): *Evaluation of the WRF Double-Moment 6-Class Microphysics Scheme for Precipitating Convection*. Advances in Meteorology, 2010, 1–10.
- HONG, S.-Y., Y. NOH und J. DUDHIA (2006): *A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes*. Monthly Weather Review, 134, Nr. 9, 2318–2341.
- HUETE, A., K. DIDAN, T. MIURA, E. RODRIGUEZ, X. GAO und L. FERREIRA (2002): *Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices*. Remote Sensing of Environment, 83, Nr. 1-2, 195–213.
- HYDROTEC (2012): *Benutzerdokumentation NASIM 4.1.2*. Aachen: Hydrotec Ingenieurgesellschaft für Wasser und Umwelt mbH.
- INTEL (2012): *Non-Commercial Software Development, Intel Developer Zone*. (URL: <http://software.intel.com/en-us/non-commercial-software-development>) – besucht am 15.02.2013.
- IRMB (2012): *Fakultätscluster Ludwig*. (URL: <https://www.tu-braunschweig.de/hpc-fk3/ludwig>) – besucht am 15.02.2013.
- IZIOMON, M., H. MAYER und A. MATZARAKIS (2003): *Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization*. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 65, Nr. 10, 1107–1116.
- JACOB, D. (2001): *A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin*. Meteorology and Atmospheric Physics, 77, Nr. 1-4, 61–73.
- JACOB, D., L. BÄRRING, O. B. CHRISTENSEN, J. H. CHRISTENSEN, M. CASTRO, M. DÉQUÉ, F. GIORGI, S. HAGEMANN, M. HIRSCH, R. JONES, E. KJELLSTRÖM, G. LENDERINK, B. ROCKEL, E. SÁNCHEZ, C. SCHÄR, S. I. SENEVIRATNE, S. SOMOT, A. ULDEN und B. HURK (2007): *An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate*. Climatic Change, 81, Nr. S1, 31–52.
- JACOB, D., H. GÖTTEL, S. KOTLARSKI, P. LORENZ und K. SIECK (2008): *Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland: Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland*. Band 2008,11, Climate change. Dessau-Roßlau: Umweltbundesamt, Deutschland, 154 Seiten.
- JASPER, K. und P. KAUFMANN (2003): *Coupled runoff simulations as validation tools for atmospheric*

- models at the regional scale.* Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 129, Nr. 588, 673–692.
- JIN, J. und L. WEN (2012): *Evaluation of snowmelt simulation in the Weather Research and Forecasting model.* Journal of Geophysical Research, 117, Nr. D10, D10110, 1–16.
- JOLLY, W. M., R. NEMANI und S. W. RUNNING (2005): *A generalized, bioclimatic index to predict foliar phenology in response to climate.* Global Change Biology, 11, Nr. 4, 619–632.
- JORDAN, R. (1991): *A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover: Technical Documentation for SNTHERM.89, Special Report 91-16.* Hannover (NH): U.S. Army Corps of Engineers Cold Regions Research & Engineering Laboratory, 61 Seiten.
- JOST, G., R. DAN MOORE, R. SMITH und D. R. GLUNS (2012): *Distributed temperature-index snowmelt modelling for forested catchments.* Journal of Hydrology, 420–421, 87–101.
- KAIN, J. S. (2004): *The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update.* Journal of Applied Meteorology, 43, Nr. 1, 170–181.
- KATTELMANN, R. (2000): *Snowmelt lysimeters in the evaluation of snowmelt models.* Annals of Glaciology, 31, Nr. 1, 406–410.
- KELLY, R., A. CHANG, L. TSANG und J. FOSTER (2003): *A prototype AMSR-E global snow area and snow depth algorithm.* IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 41, Nr. 2, 230–242.
- KING, J. C., J. W. POMEROY, D. M. GRAY, C. FIERZ, P. M. B. FÖHN, R. J. HARDING, R. JORDAN, E. MARTIN und C. PLÜSS (2008): *Snow-atmosphere energy and mass balance.* In R. L. ARMSTRONG und E. BRUN (Hrsg.): *Snow and climate.* Cambridge [u.a.]: Cambridge University Press, 70–124.
- KIRCHNER, J. W. (2006): *Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology.* Water Resources Research, 42, Nr. 3, W03S04, 1–5.
- KIRNBAUER, R., G. BLÖSCHL und D. GUTKNECHT (1994): *Entering the Era of Distributed Snow Models: Paper presented at EGS XVIII General Assembly (Wiesbaden, Germany – May 1993).* Nordic Hydrology, 25, Nr. 1-2, 1–24.
- KLEIN, A. G., D. K. HALL und G. A. RIGGS (1998): *Improving snow cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model.* Hydrological Processes, 12, Nr. 10-11, 1723–1744.
- KLEIN, A. G. und J. STROEVE (2002): *Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS instrument.* Annals of Glaciology, 34, 45–52.
- KLEMEŠ, V. (1986a): *Dilettantism in hydrology: Transition or destiny?* Water Resources Research, 22, Nr. 9, 177–188.
- KLEMEŠ, V. (1986b): *Operational testing of hydrological simulation models.* Hydrological Sciences Journal, 31, Nr. 1, 13–24.
- KLEMEŠ, V. (1990): *The modelling of mountain hydrology: the ultimate challenge.* In L. MOLNÁR (Hrsg.): *Hydrology of mountainous areas.* Band 190, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 29–43.
- KLIWA (2006): *Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland: Abschätzung der Auswirkungen auf den Wasserhaushalt.* Band 9, KLIWA-Berichte. Mannheim: JVA, Arbeitskreis KLIWA: Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Deutscher Wetterdienst, 93 Seiten.
- KNAUF, D. (1975): *Die Abflußbildung in schneebedeckten Einzugsgebieten des Mittelgebirges.* Dissertation, Technische Universität Darmstadt, Darmstadt.

- KNAUF, D. (1980): *Die Berechnung des Abflusses aus einer Schneedecke*. In DVWK (Hrsg.): *Analyse und Berechnung oberirdischer Abflüsse*. Band 46, Hamburg: Parey, 97–133.
- KOIVUSALO, H. und T. KOKKONEN (2002): *Snow processes in a forest clearing and in a coniferous forest*. Journal of Hydrology, 262, Nr. 1-4, 145–164.
- KRAUS, H. (2001): *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*. 2. Auflage. Berlin: Springer, 470 Seiten.
- KREYE, P., M. GELLESZUN und G. MEON (2012): *Ein landnutzungssensitives Bodenmodell für die meso- bis makroskalige Wasserhaushaltsmodellierung*. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 31.12, 25–30.
- KREYE, P., M. GOCHT und K. FÖRSTER (2010): *Entwicklung von Prozessgleichungen der Infiltration und des oberflächennahen Abflusses für die Wasserhaushaltsmodellierung*. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 54, Nr. 5, 268–278.
- KUCHMENT, L. S. und A. N. GELFAN (1996): *The determination of the snowmelt rate and the meltwater outflow from a snowpack for modelling river runoff generation*. Journal of Hydrology, 179, Nr. 1-4, 23–36.
- KUNSTMANN, H. und C. STADLER (2005): *High resolution distributed atmospheric-hydrological modelling for Alpine catchments*. Journal of Hydrology, 314, 105–124.
- KUSTAS, W. P., A. RANGO und R. UIJLENHOET (1994): *A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model*. Water Resources Research, 30, Nr. 5, 1515–1527.
- KUZ'MIN, P. P. (1961): *Melting of snow cover / Protsess tayaniya shezhnogo pokrova: English Translation from Russian: Israel Progr. for Scient. Transl., Jerusalem, 1972*. Leningrad: Gidrometeorologicheskoe Izdatel'stvo, 290 Seiten.
- LACHAPPELLE, E. R. (1969): *Field guide to snow crystals*. Seattle: University of Washington Press, 101 Seiten.
- LAUNIAINEN, J. und T. VIHMA (1990): *Derivation of turbulent surface fluxes – An iterative flux-profile method allowing arbitrary observing heights*. Environmental Software, 5, Nr. 3, 113–124.
- LEAVESLEY, G. H. und L. G. STANNARD (1995): *The Precipitation-Runoff Modeling System - PRMS*. In V. P. SINGH (Hrsg.): *Computer models of watershed hydrology*. Highlands Ranch: Water Resources Publications, 281–310.
- LEE, H., M. SIVAPALAN und E. ZEHE (2005): *Representative Elementary Watershed (REW) Approach: A New Blueprint for Distributed Hydrological Modelling at the Catchment Scale*. In S. W. FRANKS (Hrsg.): *Predictions in ungauged basins*. Band 301, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 159–188.
- LEHNING, M., I. VÖLKSCH, D. GUSTAFSSON, T. A. NGUYEN, M. STÄHLI und M. ZAPPA (2006): *ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology*. Hydrological Processes, 20, Nr. 10, 2111–2128.
- LEMPERT, M. (2000): *Ein GIS gekoppeltes rasterbasiertes Modell zur Berechnung des Wasserhaushaltes kleiner Einzugsgebiete*. Band 110, Mitteilungen / Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft, Technische Universität Darmstadt. Darmstadt: Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft, 183 Seiten.
- LIANG, X.-Z., M. XU, X. YUAN, T. LING, H. I. CHOI, F. ZHANG, L. CHEN, S. LIU, S. SU, F. QIAO, Y. HE, J. X. L. WANG, K. E. KUNKEL, W. GAO, E. JOSEPH, V. MORRIS, T.-W. YU, J. DUDHIA und J. MICHALAKES (2012): *Regional Climate-Weather Research and Forecasting Model*. Bulletin of the American Meteorological Society, 93, Nr. 9, 1363–1387.

- LIM, K.-S. S. und S.-Y. HONG (2010): *Development of an Effective Double-Moment Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models*. Monthly Weather Review, 138, Nr. 5, 1587–1612.
- LIN, Y.-L., R. D. FARLEY und H. D. ORVILLE (1983): *Bulk parameterization of the snow field in a cloud model*. Journal of Climate & Applied Meteorology, 22, Nr. 6, 1065–1092.
- LINK, T. E. und D. MARKS (1999): *Point simulation of seasonal snow cover dynamics beneath boreal forest canopies*. Journal of Geophysical Research, 104, Nr. D22, 27841–27857.
- LISTON, G. E. (2004): *Representing Subgrid Snow Cover Heterogeneities in Regional and Global Models*. Journal of Climate, 17, Nr. 6, 1381–1397.
- LISTON, G. E. und K. ELDER (2006a): *A Distributed Snow-Evolution Modeling System (SnowModel)*. Journal of Hydrometeorology, 7, Nr. 6, 1259–1276.
- LISTON, G. E. und K. ELDER (2006b): *A Meteorological Distribution System for High-Resolution Terrestrial Modeling (MicroMet)*. Journal of Hydrometeorology, 7, Nr. 2, 217–234.
- LISTON, G. E., R. B. HAEHNEL, M. STURM, C. A. HIEMSTRA, S. BEREZOVSKAYA und R. D. TABLER (2007): *Simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D*. Journal of Glaciology, 53, Nr. 181, 241–256.
- LISTON, G. E. und D. K. HALL (1995): *An energy-balance model of lake-ice evolution*. Journal of Glaciology, 41, Nr. 138, 373–382.
- LISTON, G. E. und M. STURM (1998): *A snow-transport model for complex terrain*. Journal of Glaciology, 44, Nr. 148, 498–516.
- LIU, C., K. IKEDA, G. THOMPSON, R. M. RASMUSSEN und J. DUDHIA (2011): *High-Resolution Simulations of Wintertime Precipitation in the Colorado Headwaters Region: Sensitivity to Physics Parameterizations*. Monthly Weather Review, 139, Nr. 11, 3533–3553.
- LIVNEH, B., Y. XIA, K. E. MITCHELL, M. B. EK und D. P. LETTENMAIER (2010): *Noah LSM Snow Model Diagnostics and Enhancements*. Journal of Hydrometeorology, 11, Nr. 3, 721–738.
- LO, J. C.-F., Z.-L. YANG und R. A. PIELKE (2008): *Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the Weather Research and Forecasting (WRF) model*. Journal of Geophysical Research, 113, Nr. D9, D09112, 1–16.
- LUCE, C. H., D. G. TARBOTON und K. R. COOLEY (1998): *The influence of the spatial distribution of snow on basin-averaged snowmelt*. Hydrological Processes, 12, Nr. 10–11, 1671–1683.
- LUNDBERG, A. und S. HALLDIN (2001): *Snow interception evaporation. Review of measurement techniques, processes, and models*. Theoretical and Applied Climatology, 70, Nr. 1–4, 117–133.
- LUNDQUIST, J. D. und M. D. DETTINGER (2005): *How snowpack heterogeneity affects diurnal streamflow timing*. Water Resources Research, 41, Nr. 5, W05007, 1–14.
- LWI-HYWAG und IfW (2012): *Panta Rhei Benutzerhandbuch - Programmdokumentation zur hydrologischen Modellsoftware (unveröffentlicht)*. Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz am Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig in Kooperation mit dem Institut für Wassermanagement IfW GmbH, Braunschweig.
- MACDONALD, M. K., J. W. POMEROY und A. PIETRONIRO (2009): *Parameterizing redistribution and sublimation of blowing snow for hydrological models: tests in a mountainous subarctic catchment*. Hydrological Processes, 23, Nr. 18, 2570–2583.
- MAHAT, V. und D. G. TARBOTON (2012): *Canopy radiation transmission for an energy balance snowmelt model*. Water Resources Research, 48, Nr. 1, W01534, 1–16.
- MALBERG, H. (2003): *Bauernregeln: Aus meteorologischer Sicht*. 4. Auflage. Berlin: Springer, 246 Seiten.

- MANIAK, U. (1997): *Hydrologie und Wasserwirtschaft: Eine Einführung für Ingenieure*. 4. Auflage. Berlin: Springer, 650 Seiten.
- MARCINEK, J., E. ROSENKRANZ und J. SARATKA (1996): *Das Wasser der Erde: Eine geographische Meeres- und Gewässerkunde*. 2. Auflage. Gotha: Perthes, 328 Seiten.
- MARKS, D., J. DOMINGO, D. SUSONG, T. E. LINK und D. GAREN (1999): *A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins*. Hydrological Processes, 13, Nr. 12-13, 1935–1959.
- MARKS, D. und J. DOZIER (1992): *Climate and Energy Exchange at the Snow Surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada 2. Snow Cover Energy Balance*. Water Resources Research, 28, 3043–3054.
- MARKS, D., J. KIMBALL, D. TINGEY und T. E. LINK (1998): *The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood*. Hydrological Processes, 12, Nr. 10-11, 1569–1587.
- MARKS, D., A. WINSTRAL, G. FLERCHINGER, M. REBA, J. W. POMEROY, T. E. LINK und K. ELDER (2008): *Comparing Simulated and Measured Sensible and Latent Heat Fluxes over Snow under a Pine Canopy to Improve an Energy Balance Snowmelt Model*. Journal of Hydrometeorology, 9, Nr. 6, 1506–1522.
- MARSHALL, J. S. und W. M. K. PALMER (1948): *The Distribution of Raindrops with Size*. Journal of Meteorology, 5, Nr. 4, 165–166.
- MARTINEC, J. (1977): *Expected Snow Loads on Structures from Incomplete Hydrological Data*. Journal of Glaciology, 19, Nr. 81, 185–195.
- MARTINEC, J. und A. RANGO (1998): *Snowmelt runoff model (SRM) user's manual: Version 4.0*. (URL: <ftp://hrrsl.arsusda.gov/pub/srm/srm4.pdf>) – besucht am 30.12.2012.
- MAUSSION, F., D. SCHERER, R. FINKELNBURG, J. RICHTERS, W. YANG und T. YAO (2011): *WRF simulation of a precipitation event over the Tibetan Plateau, China – an assessment using remote sensing and ground observations*. Hydrology and Earth System Sciences, 15, Nr. 6, 1795–1817.
- MELLOH, R. A. (1999): *A Synopsis and Comparison of Selected Snowmelt Algorithms: CRREL Report 99-8*. Hannover (NH): U.S. Army Corps of Engineers Cold Regions Research & Engineering Laboratory, 23 Seiten.
- MEON, G. und M. GOCHT (2012): *Minimization of adverse Climate Change Impacts on Multi-Dam Systems by Optimized Operation*. In *Proceedings of the International Symposium on Dams for a Changing World. 80th Annual Meeting and 24th Congress of ICOLD, 5 June 2012*. Kyoto, 1.33–1.38.
- MERZ, R., J. PARAJKA und G. BLÖSCHL (2011): *Time stability of catchment model parameters: Implications for climate impact analyses*. Water Resources Research, 47, Nr. 2, W02531, 1–17.
- MILBRANDT, J. A. und M. K. YAU (2005a): *A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part I: Analysis of the Role of the Spectral Shape Parameter*. Journal of the Atmospheric Sciences, 62, Nr. 9, 3051–3064.
- MILBRANDT, J. A. und M. K. YAU (2005b): *A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part II: A Proposed Three-Moment Closure and Scheme Description*. Journal of the Atmospheric Sciences, 62, Nr. 9, 3065–3081.
- MLAWER, E. J., S. J. TAUBMAN, P. D. BROWN, M. J. IACONO und S. A. CLOUGH (1997): *Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave*. Journal of Geophysical Research, 102, Nr. D14, 16663–16682.

- MÖLG, T., F. MAUSSION, W. YANG und D. SCHERER (2012): *The footprint of Asian monsoon dynamics in the mass and energy balance of a Tibetan glacier*. The Cryosphere, 6, Nr. 6, 1445–1461.
- MOLOTCH, N. P., P. D. BLANKEN, M. W. WILLIAMS, A. A. TURNIPSEED, R. K. MONSON und S. A. MARGULIS (2007): *Estimating sublimation of intercepted and sub-canopy snow using eddy covariance systems*. Hydrological Processes, 21, Nr. 12, 1567–1575.
- MONIN, A. S. und A. M. OBUKHOV (1954): *Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere* (Translation: K. McNaughton). Tr. Akad. Nauk SSSR Geophys. Inst. 24, Nr. 151, 163–187.
- MONTEITH, J. L. (1965): *Evaporation and environment*. In G. E. FOGG (Hrsg.): *The state and movement of water in living organisms*. Band 19, Cambridge: Cambridge University Press, 205–234.
- MONTESI, J., K. ELDER, R. A. SCHMIDT und R. E. DAVIS (2004): *Sublimation of Intercepted Snow within a Subalpine Forest Canopy at Two Elevations*. Journal of Hydrometeorology, 5, Nr. 5, 763–773.
- MORIASI, D. N., J. G. ARNOLD, M. W. van LIEW, R. L. BINGNER, R. D. HARMEL und T. L. VEITH (2007): *Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations*. Transactions of the ASABE, 50, Nr. 3, 885–900.
- MORIN, S., Y. LEJEUNE, B. LESAFFRE, J.-M. PANEL, D. PONCET, P. DAVID und M. SUDUL (2012): *An 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models*. Earth System Science Data, 4, Nr. 1, 13–21.
- MORRIS, E. M. (1982): *Sensitivity of the European Hydrological System snow models*. IAHS Publ., Nr. 138, 221–231.
- MORRIS, E. (1989): *Turbulent transfer over snow and ice*. Journal of Hydrology, 105, Nr. 3-4, 205–223.
- MORRISON, H., J. A. CURRY und V. I. KHVOROSTYANOV (2005a): *A New Double-Moment Microphysics Parameterization for Application in Cloud and Climate Models. Part I: Description*. Journal of the Atmospheric Sciences, 62, Nr. 6, 1665–1677.
- MORRISON, H., J. A. CURRY, M. D. SHUPE und P. ZUIDEMA (2005b): *A New Double-Moment Microphysics Parameterization for Application in Cloud and Climate Models. Part II: Single-Column Modeling of Arctic Clouds*. Journal of the Atmospheric Sciences, 62, Nr. 6, 1678–1693.
- MORRISON, H., G. THOMPSON und V. TATARSKII (2009): *Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes*. Monthly Weather Review, 137, Nr. 3, 991–1007.
- MOU, L., F. TIAN, H. HU und M. SIVAPALAN (2008): *Extension of the Representative Elementary Watershed approach for cold regions: constitutive relationships and an application*. Hydrology and Earth System Sciences, 12, Nr. 2, 565–585.
- NAGLER, T. und H. ROTT (2000): *Retrieval of wet snow by means of multitemporal SAR data*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 38, Nr. 2, 754–765.
- NAKAI, Y., T. SAKAMOTO, T. TERAJIMA, K. KITAMURA und T. SHIRAI (1999): *Energy balance above a boreal coniferous forest: a difference in turbulent fluxes between snow-covered and snow-free canopies*. Hydrological Processes, 13, Nr. 4, 515–529.
- NCEP (2012a): *NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999: ds083.2*. [URL: http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/](http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/) – besucht am 16.11.2012.
- NCEP (2012b): *Real-time, global, sea surface temperature (RTG_SST) analysis*. [URL: http://polar.ncep.noaa.gov/sst/oper/Welcome.html](http://polar.ncep.noaa.gov/sst/oper/Welcome.html) – besucht am 04.11.2012.

- NIU, G.-Y. und Z.-L. YANG (2004): *Effects of vegetation canopy processes on snow surface energy and mass balances*. Journal of Geophysical Research, 109, Nr. D23, D23111, 1–15.
- NIU, G.-Y., Z.-L. YANG, K. E. MITCHELL, F. CHEN, M. B. EK, M. BARLAGE, A. KUMAR, K. MANNING, D. NIYOGI, E. ROSERO, M. TEWARI und Y. XIA (2011): *The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements*. Journal of Geophysical Research, 116, Nr. D12, D12109, 1–19.
- NLWKN (2012): *Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch Weser- und Emsgebiet: Ausgabe 2008, 1.11.2007 - 31.12.2008*. Norden: Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz, 300 Seiten.
- NOLIN, A. W. (2010): *Recent advances in remote sensing of seasonal snow*. Journal of Glaciology, 56, Nr. 200, 1141–1150.
- NOLIN, A. W. und J. DOZIER (2000): *A Hyperspectral Method for Remotely Sensing the Grain Size of Snow*. Remote Sensing of Environment, 74, Nr. 2, 207–216.
- NRCS (2013): *National Water and Climate Center, SNOTEL Data & Products*. (URL: <http://www.wcc.nrcs.usda.gov/snotel/>) – besucht am 25.02.2013.
- OHMURA, A. (2001): *Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method*. Journal of Applied Meteorology, 40, Nr. 4, 753–761.
- OKE, T. R. (1987): *Boundary layer climates*. 2. Auflage. London: Routledge, 435 Seiten.
- ØVERLAND, H. und H.-B. KLEEBERG (1992): *Möglichkeiten der Abflussmodellierung unter Nutzung von Geoinformationssystemen*. Band 45, Mitteilungen / Institut für Wasserwesen. Neubiberg: Institut für Wasserwesen Universität der Bundeswehr, 158 Seiten.
- PAPPENBERGER, F., K. SCIPAL und R. BUIZZA (2008): *Hydrological aspects of meteorological verification*. Atmospheric Science Letters, 9, Nr. 2, 43–52.
- PARAJKA, J., M. PEPE, A. RAMPINI, S. ROSSI und G. BLÖSCHL (2010): *A regional snow-line method for estimating snow cover from MODIS during cloud cover*. Journal of Hydrology, 381, Nr. 3-4, 203–212.
- PARAJKA, J. und G. BLÖSCHL (2008a): *Spatio-temporal combination of MODIS images – potential for snow cover mapping*. Water Resources Research, 44, Nr. 3, W03406, 1–13.
- PARAJKA, J. und G. BLÖSCHL (2008b): *The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrologic models*. Journal of Hydrology, 358, Nr. 3-4, 240–258.
- PARAJKA, J., P. HAAS, R. KIRNBAUER, J. JANSÁ und G. BLÖSCHL (2012): *Potential of time-lapse photography of snow for hydrological purposes at the small catchment scale*. Hydrological Processes, 26, Nr. 22, 3327–3337.
- PARDÉ, M. (1963): *Fleuves et rivières*. Band 155, Collection Armand Colin, Section de géographie. 4. Auflage. Paris: Colin, 223 Seiten.
- PAVELSKY, T. M., S. KAPNICK und A. HALL (2011): *Accumulation and melt dynamics of snowpack from a multiresolution regional climate model in the central Sierra Nevada, California*. Journal of Geophysical Research, 116, Nr. D16, D16115, 1–18.
- PELLICCIOTTI, F., B. BROCK, U. STRASSER, P. BURLANDO, M. FUNK und J. CORRIPIO (2005): *An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland*. Journal of Glaciology, 51, Nr. 175, 573–587.
- PENMAN, H. L. (1948): *Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass*. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 193, Nr. 1032, 120–145.

- PETTY, G. W. (2004): *A First Course in Atmospheric Radiation*. Madison: Sundog Publishing, 444 Seiten.
- POHL, S., J. GARVELMANN und M. WEILER (2012): *Detaillierte Feldbeobachtung der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Schneedeckeneigenschaften mit einem Netzwerk aus zahlreichen kostengünstigen Sensoren*. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 31.12, 260–265.
- POMEROY, J. W. und R. A. SCHMIDT (1993): *The use of fractal geometry in modeling intercepted snow accumulation and sublimation*. In *Proceedings of the 50th Eastern Snow Conference, 61st Western Snow Conference*. Ville de Québec, 1–10.
- POMEROY, J. W., D. M. GRAY, T. BROWN, N. R. HEDSTROM, W. L. QUINTON, R. J. GRANGER und S. K. CAREY (2007): *The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence*. Hydrological Processes, 21, Nr. 19, 2650–2667.
- POMEROY, J. W., D. M. GRAY, N. R. HEDSTROM und J. R. JANOWICZ (2002): *Prediction of seasonal snow accumulation in cold climate forests*. Hydrological Processes, 16, Nr. 18, 3543–3558.
- POMEROY, J. W., J. PARVIAINEN, N. R. HEDSTROM und D. M. GRAY (1998): *Coupled modelling of forest snow interception and sublimation*. Hydrological Processes, 12, Nr. 15, 2317–2337.
- PRASCH, M. (2010): *Distributed process oriented modelling of the future impact of glacier melt water on runoff in the Lhasa River Basin in Tibet*. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- PRIESTLEY, C. H. B. und R. J. TAYLOR (1972): *On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters*. Monthly Weather Review, 100, Nr. 2, 81–92.
- QUERVAIN, M. R. de (1973): *Snow structure, heat, and mass flux through snow*. In W. T. DICKINSON und R. STEPPUHN (Hrsg.): *Physics and chemistry of snowfall and snow distribution*. Band 107, Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 203–226.
- RACHNER, M. (1969): *Der Wasserhaushalt der Schneedecke und seine Bedeutung im Rahmen des Gebietswasserhaushalts der Oberen Bode, Harz*. Band 90, Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik. Berlin: Akademie-Verlag, 188 Seiten.
- RANGO, A. (1995): *The Snowmelt Runoff Model (SRM)*. In V. P. SINGH (Hrsg.): *Computer models of watershed hydrology*. Highlands Ranch: Water Resources Publications, 477–520.
- RANGO, A. und J. MARTINEC (1995): *Revisiting the degree-day method for snowmelt computations*. Journal of the American Water Resources Association, 31, Nr. 4, 657–669.
- REFSGAARD, J. C. (1996): *Terminology, Modelling Protocol and Classification of Hydrological Model Codes*. In M. B. ABBOTT und J. C. REFSGAARD (Hrsg.): *Distributed hydrological modelling*. Band 22, Dordrecht: Kluwer Acad. Publ, 17–39.
- REFSGAARD, J. C. und B. STORM (1995): *MIKE SHE*. In V. P. SINGH (Hrsg.): *Computer models of watershed hydrology*. Highlands Ranch: Water Resources Publications, 809–846.
- REFSGAARD, J. C., B. STORM und T. CLAUSEN (2010): *Système Hydrologique Européen (SHE): review and perspectives after 30 years development in distributed physically-based hydrological modelling*. Hydrology Research, 41, Nr. 5, 355–377.
- REGGIANI, P., S. M. HASSANIZADEH, M. SIVAPALAN und W. G. GRAY (1999): *A unifying framework for watershed thermodynamics: constitutive relationships*. Advances in Water Resources, 23, Nr. 1, 15–39.
- REGGIANI, P., M. SIVAPALAN und S. M. HASSANIZADEH (1998): *A unifying framework for watershed thermodynamics: balance equations for mass, momentum, energy and entropy, and the second law of thermodynamics*. Advances in Water Resources, 22, Nr. 4, 367–398.

- REISNER, J., R. M. RASMUSSEN und R. T. BRUINTJES (1998): *Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 124, Nr. 548, 1071–1107.
- REVFEIM, K. J. A. (1981): *Estimating solar radiation income from 'bright' sunshine records*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 107, Nr. 452, 427–435.
- RICHTER, D. (1995): *Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers*. Band 194, Berichte des Deutschen Wetterdienstes. Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 93 Seiten.
- RIEDEL, G. (2004): *Ein hydrologisches Modell für tidebeeinflusste Flussgebiete*. Dissertation, Technische Universität Braunschweig, Braunschweig, [URL: http://www.digibib.tu-bs.de/?docid=00001644](http://www.digibib.tu-bs.de/?docid=00001644) – besucht am 12.11.2012.
- RIEDEL, G. und U. MANIAK (1999): *Ableitung und Regionalisierung von Laufzeiten und Speicherfunktion für direkte Abflusskomponenten aus direkt beobachtbaren geographischen Informationen*. In H.-B. KLEEGERG et al. (Hrsg.): *Hydrologie und Regionalisierung*. Weinheim: Wiley-VCH, 235–248.
- RIEDEL, G., G. MEON, K. FÖRSTER, S. LANGE, T. LICHTENBERG und M. ANHALT (2011): *Panta Rhei – Hydrologisches Modellsystem für Forschung und Praxis*. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 31.11, 386.
- RÖGNVALDSSON, Ó., J.-W. BAO und H. ÓLAFSSON (2007a): *Sensitivity simulations of orographic precipitation with MM5 and comparison with observations in Iceland during the Reykjanes Experiment*. Meteorologische Zeitschrift, 16, Nr. 1, 87–98.
- RÖGNVALDSSON, Ó., J. F. JÓNSDÓTTIR und H. ÓLAFSSON (2007b): *Numerical simulations of precipitation in the complex terrain of Iceland – Comparison with glaciological and hydrological data*. Meteorologische Zeitschrift, 16, Nr. 1, 71–85.
- ROHRER, M. B. (1992): *Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung*. Dissertation, ETH Zürich, Zürich.
- ROTHER, K.-H. (1974): *Der Einfluß von Veränderungen im Abflusssystem auf den Hochwasserablauf in kleinen Einzugsgebieten: Dissertation*. Band 2, Wasserhaushalt und Bodennutzung, Schriftenreihe des Sonderforschungsbereichs 150 d. Techn. Univ. Braunschweig. Braunschweig: Technische Universität Braunschweig, 222 Seiten.
- ROTT, H., S. H. YUEH, D. W. CLINE, C. DUGUAY, R. ESSERY, C. HAAS, F. HÉLIÈRE, M. KERN, G. MACELLONI, E. MALNES, T. NAGLER, J. PULLIAINEN, H. REBHAN und A. THOMPSON (2010): *Cold Regions Hydrology High-Resolution Observatory for Snow and Cold Land Processes*. Proceedings of the IEEE, 98, Nr. 5, 752–765.
- RUTTER, A. J., K. A. KERSHAW, P. C. ROBINS und A. J. MORTON (1971): *A predictive model of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine*. Agricultural Meteorology, 9, 367–384.
- RUTTER, N., R. ESSERY, J. W. POMEROY, N. ALTIMIR, K. ANDREADIS, I. BAKER, A. BARR, P. BARTLETT, A. BOONE, H. DENG, H. DOUVILLE, E. DUTRA, K. ELDER, C. ELLIS, X. FENG, A. N. GELFAN, A. GOODBODY, Y. GUSEV, D. GUSTAFSSON, R. HELLSTRÖM, Y. HIRABAYASHI, T. HIROTA, T. JONAS, V. KOREN, A. KURAGINA, D. P. LETTENMAIER, W.-P. LI, C. LUCE, E. MARTIN, O. NASONOVA, J. PUMPANEN, R. D. PYLES, P. SAMUELSSON, M. SANDELLS, G. SCHÄDLER, A. B. SHMAKIN, T. G. SMIRNOVA, M. STÄHLI, R. STÖCKLI, U. STRASSER, H. SU, K. SUZUKI, K. TAKATA, K. TANAKA, E. THOMPSON, T. VESALA, P. VITERBO, A. WILTSHIRE, K. XIA, Y. XUE und T. YAMAZAKI (2009): *Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2)*. Journal of Geophysical Research, 114, Nr. D6, D06111, 1–18.

- SAHA, S., S. NADIGA, C. THIAW, J. WANG, W. WANG, Q. ZHANG, H. M. van den DOOL, H.-L. PAN, S. MOORTHY, D. BEHRINGER, D. STOKES, M. PEÑA, S. LORD, G. WHITE, W. EBISUZAKI, P. PENG und P. XIE (2006): *The NCEP Climate Forecast System*. Journal of Climate, 19, Nr. 15, 3483–3517.
- SCHARFFENBERG, W. A. und M. J. FLEMING (2010): *Hydrologic Modeling System HEC-HMS: User's Manual (Version 3.5, August 2010)*. Davis: U.S. Army Corps of Engineers, 306 Seiten.
- SCHLOSSER, C. A., A. G. SLATER, A. ROBOCK, A. J. PITMAN, K. Y. VINNIKOV, A. HENDERSON-SELLERS, N. A. SPERANSKAYA, K. MITCHELL und THE PILPS 2 CONTRIBUTORS (2000): *Simulations of a Boreal Grassland Hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2(d)*. Monthly Weather Review, 128, Nr. 2, 301–321.
- SCHMIDT, R. A. (1991): *Sublimation of snow intercepted by an artificial conifer*. Agricultural and Forest Meteorology, 54, Nr. 1, 1–27.
- SCHULLA, J. (1997): *Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen*. Dissertation, ETH Zürich, Zürich.
- SCHULLA, J. (2012): *Model Description WaSiM (Water balance Simulation Model)*. Zürich: Hydrology Software Consulting J. Schulla <URL: http://www.wasim.ch/downloads/doku/wasim/wasim_2012_en.pdf> – besucht am 01.10.2012, 300 Seiten.
- SEIBERT, J. (1999): *Conceptual runoff models - fiction or representation of reality?* Dissertation, Uppsala University, Uppsala.
- SEIBERT, J. (2003): *Reliability of Model Predictions Outside Calibration Conditions: Paper presented at the Nordic Hydrological Conference (Røros, Norway 4-7 August 2002)*. Nordic Hydrology, 34, Nr. 5, 477–492.
- SEVRUK, B. (1981): *Methodische Untersuchungen des systematischen Messfehlers der Hellmann-Regenmesser im Sommerhalbjahr in der Schweiz*. Dissertation, ETH Zürich, Zürich.
- SIMPSON, J. J., M. D. DETTINGER, F. GEHRKE, T. J. MCINTIRE und G. L. HUFFORD (2004): *Hydrologic Scales, Cloud Variability, Remote Sensing, and Models: Implications for Forecasting Snowmelt and Streamflow*. Weather and Forecasting, 19, Nr. 2, 251–276.
- SINGH, P. R., T. Y. GAN und A. K. GOBENA (2005): *Modified Temperature Index Method Using Near-Surface Soil and Air Temperatures for Modeling Snowmelt in the Canadian Prairies*. Journal of Hydrologic Engineering, 10, Nr. 5, 405–419.
- SINGH, P. R., T. Y. GAN und A. K. GOBENA (2009): *Evaluating a hierarchy of snowmelt models at a watershed in the Canadian Prairies*. Journal of Geophysical Research, 114, Nr. D4, D04109, 1–18.
- SINGH, V. P. (Hrsg.) (1995): *Computer models of watershed hydrology*. Highlands Ranch: Water Resources Publications.
- SIVAPALAN, M., K. TAKEUCHI, T. OKI, J. W. POMEROY, D. SCHERTZER, S. UHLENBROOK, E. ZEHE, S. W. FRANKS, V. K. GUPTA, H. KARAMBIRI, V. LAKSHMI, X. LIANG, J. J. McDONNELL, E. M. MENDIONDO und P. E. O'CONNELL (2003): *IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences*. Hydrological Sciences Journal, 48, Nr. 6, 857–880.
- SKAMAROCK, W. C., J. B. KLEMP, J. DUDHIA, D. O. GILL, D. M. BARKER, M. G. DUDA, X.-Y. HUANG, W. WANG und J. G. POWERS (2008): *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. Band NCAR/TN-475+STR, NCAR Technical Note. Boulder: Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research, 125 Seiten.

- SOLANWAR, R. (1978): *Zur Geologie des Lonauer Sattels und der angrenzenden Gebiete des Acker-Bruchberg-Zuges und der Sieber-Mulde (Harz)*. Dissertation, Friedrich-Alexander-Universität, Erlangen-Nürnberg.
- ST-HILAIRE, A., T. B. M. J. OUARDA, M. LACHANCE, B. BOBÉE, J. GAUDET und C. GIGNAC (2003): *Assessment of the impact of meteorological network density on the estimation of basin precipitation and runoff: a case study*. *Hydrological Processes*, 17, Nr. 18, 3561–3580.
- STAUFFER, D. R. und N. L. SEAMAN (1990): *Use of Four-Dimensional Data Assimilation in a Limited-Area Mesoscale Model. Part I: Experiments with Synoptic-Scale Data*. *Monthly Weather Review*, 118, Nr. 6, 1250–1277.
- STAUFFER, D. R., N. L. SEAMAN und F. S. BINKOWSKI (1991): *Use of Four-Dimensional Data Assimilation in a Limited-Area Mesoscale Model. Part II: Effects of Data Assimilation within the Planetary Boundary Layer*. *Monthly Weather Review*, 119, Nr. 3, 734–754.
- STEINACKER, R. (1983): *Diagnose und Prognose der Schneefallgrenze*. *Wetter und Leben*, 35, 81–90.
- STENSRUD, D. (2007): *Parameterization schemes: Keys to understanding numerical weather prediction models*. New York: Cambridge University Press, 459 Seiten.
- STÖDTER, A. (1994): *GIS-gestützte Ermittlung von Abflußkonzentrationsparametern für ein konzeptionelles Hochwassermode*ll. Band 126, Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts der Technischen Universität Braunschweig. Braunschweig: Technische Universität Braunschweig, 165 Seiten.
- STORCH, H. von, S. GÜSS und M. HEIMANN (1999): *Das Klimasystem und seine Modellierung: Eine Einführung*. Berlin [u.a.]: Springer, 255 Seiten.
- STORCK, P., D. P. LETTENMAIER und S. M. BOLTON (2002): *Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States*. *Water Resources Research*, 38, Nr. 11, 1–16.
- STRASSER, U. (2012): *AMUNDSEN: ein physikalisch basiertes Simulationsmodell für hydroklimatologische Prozesse in Hochgebirgs-Einzugsgebieten*. Schriftenreihe des Instituts für Geodäsie der Universität der Bundeswehr München, 87, 223–235.
- STRASSER, U., M. BERNHARDT, M. WEBER, G. E. LISTON und W. MAUSER (2008): *Is snow sublimation important in the alpine water balance?* *The Cryosphere*, 2, Nr. 1, 53–66.
- STRASSER, U., J. CORRIPIO, F. PELLICCIOTTI, P. BURLANDO, B. BROCK und M. FUNK (2004): *Spatial and temporal variability of meteorological variables at Haut Glacier d’Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001: Measurements and simulations*. *Journal of Geophysical Research*, 109, Nr. D3, 1–18.
- STRASSER, U., P. ETCHEVERS und Y. LEJEUNE (2002): *Inter-Comparison of two Snow Models with Different Complexity using Data from an Alpine Site: Selected paper from EGS General Assembly, Nice, April-2000 (Symposium OA36)*. *Nordic Hydrology*, 33, Nr. 1, 15–26.
- STRASSER, U. und T. MARKE (2010): *ESCIMO.spread – a spreadsheet-based point snow surface energy balance model to calculate hourly snow water equivalent and melt rates for historical and changing climate conditions*. *Geoscientific Model Development*, 3, Nr. 2, 643–652.
- STRASSER, U. und W. MAUSER (2001): *Modelling the spatial and temporal variations of the water balance for the Weser catchment 1965–1994*. *Journal of Hydrology*, 254, Nr. 1–4, 199–214.
- STRASSER, U., M. WARSCHER und G. E. LISTON (2011): *Modeling Snow–Canopy Processes on an Idealized Mountain*. *Journal of Hydrometeorology*, 12, Nr. 4, 663–677.
- STROEVE, J., A. NOLIN und K. STEFFEN (1997): *Comparison of AVHRR-Derived and In Situ Surface Albedo over the Greenland Ice Sheet*. *Remote Sensing of Environment*, 62, Nr. 3, 262–276.

- STULL, R. B. (2009): *An introduction to boundary layer meteorology*. Band 13, Atmospheric and oceanographic sciences library. Nachdruck der 1988 erschienenen 1. Auflage. Dordrecht: Springer, 670 Seiten.
- SUI, J. und G. KOEHLER (2001): *Rain-on-snow induced flood events in Southern Germany*. Journal of Hydrology, 252, Nr. 1-4, 205–220.
- TARBOTON, D. G. (2012): *UEB Snow Model*. [URL: http://www.neng.usu.edu/cee/faculty/dtarb/snow/snow.html](http://www.neng.usu.edu/cee/faculty/dtarb/snow/snow.html) – besucht am 26.03.2012.
- TARBOTON, D. G., T. G. CHOWDHURY und T. H. JACKSON (1995): *A spatially distributed energy balance snowmelt model*. Biogeochemistry of seasonally snow-covered catchments. Proc. symposium, Boulder, 1995, 228, 141–155.
- TARBOTON, D. G. und C. LUCE (1996): *Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB): Computer model technical description and users guide*. Logan: Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service Intermountain Research Station, 41 Seiten.
- TAYLOR, K. E. (2001): *Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram*. Journal of Geophysical Research, 106, Nr. D7, 7183–7192.
- TEDESCO, M., X. FETTWEIS, T. MOTE, J. WAHR, P. ALEXANDER, J. E. BOX und B. WOUTERS (2013): *Evidence and analysis of 2012 Greenland records from spaceborne observations, a regional climate model and reanalysis data*. The Cryosphere, 7, Nr. 2, 615–630.
- TEDESCO, M. und P. S. NARVEKAR (2010): *Assessment of the NASA AMSR-E SWE Product*. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 3, Nr. 1, 141–159.
- TEUTSCHBEIN, C. und J. SEIBERT (2010): *Regional Climate Models for Hydrological Impact Studies at the Catchment Scale: A Review of Recent Modeling Strategies*. Geography Compass, 4, Nr. 7, 834–860.
- TEUTSCHBEIN, C. und J. SEIBERT (2012): *Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods*. Journal of Hydrology, 456-457, 12–29.
- THIEBAUX, J., E. ROGERS, W. WANG und B. KATZ (2003): *A new high-resolution blended real-time global sea surface temperature analysis*. Bulletin of the American Meteorological Society, 84, Nr. 5, 645–656.
- THOMPSON, G., R. M. RASMUSSEN und K. MANNING (2004): *Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part I: Description and Sensitivity Analysis*. Monthly Weather Review, 132, Nr. 2, 519–542.
- THORNTON, P. E., S. W. RUNNING und M. A. WHITE (1997): *Generating surfaces of daily meteorological variables over large regions of complex terrain*. Journal of Hydrology, 190, Nr. 3-4, 214–251.
- THORPE, A. D. und B. J. MASON (1966): *The evaporation of ice spheres and ice crystals*. British Journal of Applied Physics, 17, Nr. 4, 541–548.
- THÜRNAU, K. (1912): *Der Zusammenhang der Rhumequelle mit der Oder und Sieber*. Dissertation, Technische Hochschule Hannover, Hannover.
- TIAN, F., H. HU, Z. LEI und M. SIVAPALAN (2006): *Extension of the Representative Elementary Watershed approach for cold regions via explicit treatment of energy related processes*. Hydrology and Earth System Sciences, 10, Nr. 5, 619–644.
- TURC, L. (1961): *Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle*. Annales Agronomiques, 12, Nr. 1, 13–49.

- UCAR (2012a): *CISL RDA: dso83.2 Home Page*. [URL: http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/](http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/) – besucht am 01.03.2012.
- UCAR (2012b): *Geographical data in all available resolutions (30", 2', 5', and 10')*. [URL: http://www.mmm.ucar.edu/wrf/src/wps_files/geog_v3.1.tar.gz](http://www.mmm.ucar.edu/wrf/src/wps_files/geog_v3.1.tar.gz) – besucht am 31.05.2012.
- UCAR (2012c): *WRF Model Users Site*. [URL: http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/](http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/) – besucht am 01.03.2012.
- UNESCO/IASH/WMO (1970): *Seasonal snow cover: A guide for measurement compilation and assemblage of data (A contribution to the International Hydrological Decade)*. Paris: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), 38 Seiten.
- UNIDATA (2013): *The NetCDF Users Guide*. [URL: http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/docs/user_guide.html](http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/docs/user_guide.html) – besucht am 07.02.2013.
- USACE (1956): *Snow hydrology: Summary report of the snow investigations*. Portland: North Pacific Div. Corps of Engineers U.S. Army, 435 Seiten.
- USACE (1998): *Runoff from Snowmelt: Engineering and Design: EM 1110-2-1406*. Washington: U.S. Army Corps of Engineers [URL: http://140.194.76.129/publications/eng-manuals/EM_1110-2-1406_sec/Sections/basdoc.pdf](http://140.194.76.129/publications/eng-manuals/EM_1110-2-1406_sec/Sections/basdoc.pdf), 100 Seiten.
- VARHOLA, A., N. C. COOPS, M. WEILER und R. D. MOORE (2010): *Forest canopy effects on snow accumulation and ablation: An integrative review of empirical results*. *Journal of Hydrology*, 392, Nr. 3-4, 219–233.
- VIVIROLI, D., M. ZAPPA, J. GURTZ und R. WEINGARTNER (2009): *An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre- and post-processing-tools*. *Environmental Modelling & Software*, 24, Nr. 10, 1209–1222.
- WACHENDORF, H. (1986): *Geologie des Harzes*. In *Braunschweig, Exkursionsführer, 30 Exkursionen in Stadt u. Umgebung, in d. Region u. in Norddeutschland, ein Buch aus Braunschweig, d. Stadt Heinrichs d. Löwen*. Braunschweig: Höller und Zwick, 56–60.
- WALTER, M. T. (2012): *Snowmelt Model*. [URL: http://www.hydrology.bee.cornell.edu/Papers/WalterSnow.xls](http://www.hydrology.bee.cornell.edu/Papers/WalterSnow.xls) – besucht am 28.12.2012.
- WALTER, M. T., E. S. BROOKS, D. K. MCCOOL, L. G. KING, M. MOLNAU und J. BOLL (2005): *Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperature-index modeling?* *Journal of Hydrology*, 300, Nr. 1-4, 65–75.
- WALTER, M. T., D. K. MCCOOL, L. G. KING, M. MOLNAU und G. S. CAMPBELL (2004): *Simple Snowdrift Model for Distributed Hydrological Modeling*. *Journal of Hydrologic Engineering*, 9, Nr. 4, 280–287.
- WANG, S., S. HUANG und Y. LI (2006): *Sensitive numerical simulation and analysis of rainstorm using nested WRF model*. *Journal of Hydrodynamics*, 18, Nr. 5, 578–586.
- WANG, W., C. BRUYÈRE, M. DUDA, J. DUDHIA, D. GILL, M. KAVULICH, K. KEENE, H.-C. LIN, J. MICHALAKES, S. RIZVI, X. ZHANG, J. D. BEEZLEY, J. L. COEN, J. MANDEL, H.-Y. CHUANG, N. MCKEE, T. SLOVACEK und J. WOLFF (2012): *User's Guide for the Advanced Research WRF (ARW) Modeling System Version 3.4*. Boulder: Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research, 384 Seiten.
- WANG, Z., X. ZENG und M. DECKER (2010): *Improving snow processes in the Noah land model*. *Journal of Geophysical Research*, 115, Nr. D20, D20108, 1–16.
- WARNER, T. T. (2011): *Numerical weather and climate prediction*. Cambridge: Cambridge University Press, 526 Seiten.

- WARREN, S. G. (1982): *Optical properties of snow*. Reviews of Geophysics and Space Physics, 20, Nr. 1, 67–89.
- WEBER, M. (2004): *Mikrometeorologische Prozesse bei der Ablation eines Alpengletschers*. Dissertation, Universität Innsbruck, Innsbruck.
- WENDLING, U. und J. MÜLLER (1984): *Entwicklung eines Verfahrens zur rechnerischen Abschätzung der Verdunstung im Winter*. Zeitschrift für Meteorologie, 34, 82–85.
- WESTRICK, K. J. und C. F. MASS (2001): *An Evaluation of a High-Resolution Hydrometeorological Modeling System for Prediction of a Cool-Season Flood Event in a Coastal Mountainous Watershed*. Journal of Hydrometeorology, 2, Nr. 2, 161–180.
- WESTRICK, K. J., P. STORCK und C. F. MASS (2002): *Description and Evaluation of a Hydrometeorological Forecast System for Mountainous Watersheds*. Weather and Forecasting, 17, Nr. 2, 250–262.
- WHITFIELD, P. (2012): *Floods in future climates: a review*. Journal of Flood Risk Management, 5, 1–30.
- WIGMOSTA, M. S., L. W. VAIL und D. P. LETTENMAIER (1994): *A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain*. Water Resources Research, 30, Nr. 6, 1665–1679.
- WISCOMBE, W. J. und S. G. WARREN (1980): *A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow*. Journal of the Atmospheric Sciences, 37, Nr. 12, 2712–2733.
- WMO (1986): *Intercomparison of models of snowmelt runoff*. Band 23, Operational Hydrology. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization, 430 Seiten.
- WMO (1994): *A Guide to the Code Form FM 92-IX Ext. GRIB: Technical Report No.17, Geneva, May 1994 (WMO TD-No.611)*. (URL: <http://www.wmo.int/pages/prog/www/WMOCodes/Guides/GRIB/GRIB1-Contents.html>) – besucht am 07.02.2013.
- WUNDT, W. (1953): *Gewässerkunde*. Berlin: Springer, 320 Seiten.
- XU, M., Y. LIU, C. DAVIS und T. T. WARNER (2002): *Sensitivity study on nudging parameters for a mesoscale FDDA system*. In *15th Conference on Numerical Weather Prediction*. San Antonio.
- ZAPPA, M., M. POS, U. STRASSER, P. WARMERDAM und J. GURTZ (2003): *Seasonal Water Balance of an Alpine Catchment as Evaluated by Different Methods for Spatially Distributed Snowmelt Modelling*. Nordic Hydrology, 34, Nr. 3, 179–202.
- ZHAO, Q., Z. LIU, B. YE, Y. QIN, Z. WEI und S. FANG (2009): *A snowmelt runoff forecasting model coupling WRF and DHSVM*. Hydrology and Earth System Sciences, 13, Nr. 10, 1897–1906.

Anhang

A Berechnung der atmosphärischen Emissivität

Die Emissivität für bewölkte und wolkenfreie Bedingungen wurde von [Liston und Elder \(2006b\)](#) nur in Hinblick auf einen empirischen Faktor gegenüber dem Originalansatz nach [Iziomon et al. \(2003\)](#) modifiziert:

$$\epsilon_a = \kappa(1 - X_s \exp(-Y_s \cdot e/T)) \cdot (1 + Z_s \cdot N_c^2) \quad (\text{A.1})$$

mit	ϵ_a	Emissivität der Atmosphäre	[-]
	κ	empirischer Faktor (1,083) nach Liston und Elder (2006b)	[-]
	e	Dampfdruck (Siehe Gl. B.3 und B.4)	[Pa]
	T	Temperatur	[K]
	X_s	von der Geländehöhe abhängiger Faktor	[-]
	Y_s	von der Geländehöhe abhängiger Faktor	[-]
	Z_s	von der Geländehöhe abhängiger Faktor	[-]
	N_c	Bewölkungsanteil	[-]

Für das Tiefland (ca. 200 m) geben [Liston und Elder \(2006b\)](#) leicht abweichend von [Iziomon et al. \(2003\)](#) $X_s = 0,35$, $Y_s = 0,100 \text{ K Pa}^{-1}$ sowie $Z_s = 0,224$ an. Entsprechende Werte für Gebirgslagen (ca. 3000 m oder etwa 700 hPa) betragen ferner $X_s = 0,51$, $Y_s = 0,130 \text{ K Pa}^{-1}$ und $Z_s = 1,100$. Für Geländehöhen zwischen diesen Grenzen empfehlen [Liston und Elder \(2006b\)](#) eine lineare Interpolation.

Der relative Bewölkungsanteil wird auf Grundlage einer Abschätzung der relativen Luftfeuchte RF_{700} im Niveau 700 hPa ermittelt ([Liston und Elder, 2006b](#)):

$$N_c = 0,832 \cdot \exp\left(\frac{RF_{700} - 100}{41,6}\right), \quad (0 \leq N_c \leq 1) \quad (\text{A.2})$$

Die relative Feuchte im Niveau 700 hPa wird mit Hilfe der üblichen Höhenabhängigkeit über den Taupunkt T_d auf 700 hPa ermittelt. Dieser wird analog zur Temperatur unter Zuhilfenahme eines adiabatischen Gradienten Γ ermittelt, wobei vom Bezugsniveau z_B ausgegangen wird ([Liston und Elder, 2006b](#)):

$$T = T_0 - \Gamma \cdot (z - z_B) \quad (\text{A.3a})$$

$$T_d = T_{d,0} - \Gamma_d \cdot (z - z_B) \quad (\text{A.3b})$$

T und T_d sind Temperatur und Taupunkt auf der Höhe z . Die Umrechnung dieser Werte erfolgt über die Temperatur- und Taupunktgradienten Γ und Γ_d . Der Gradient für die Temperatur Γ schwankt im Jahresverlauf zwischen ca. $4,4 \text{ K km}^{-1}$ (Januar) und $8,2 \text{ K km}^{-1}$ (Juni). Entsprechende Werte für den Taupunkt Γ_d betragen im Februar ca. $5,1 \text{ K km}^{-1}$ und im Juli ca. $4,5 \text{ K km}^{-1}$ ([umgerechnet aus Liston und Elder, 2006b, Tab. 1](#)). Detailliertere Angaben können der zitierten Tabelle entnommen werden.

Die relative Luftfeuchte ergibt sich aus dem Verhältnis Sättigungsdampfdruck der Temperatur zu Sättigungsdampfdruck des Taupunkts (entspricht aktuellem Dampfdruck). Werden diese Werte für das Niveau 700 hPa ermittelt, können damit der Bewölkungsanteil und schließlich auch die Emissivität der Atmosphäre ϵ_a ermittelt werden. Mit Hilfe von Gleichung 2.1 auf Seite 12 kann nun die atmosphärische Gegenstrahlung mit eingesetztem ϵ_a berechnet werden.

B Berechnung der spezifischen Luftfeuchte

Gegenüber der relativen Luftfeuchte RF weist die spezifische Feuchte q den Vorteil auf, dass sie ein sogenanntes konservatives Feuchtemaß ist. Dies bedeutet, dass sich ihr Wert nicht bei Vertikalbewegungen eines Luftpakets ändert, sofern keine Sättigung eintritt oder Quellen und Senken vorhanden sind. Aus diesem Grund wird die spezifische Feuchte häufig in Modellen verwendet.

Die spezifische Feuchte ist definiert als das Verhältnis der Dichte des Wasserdampfes ρ_v zur Dichte der wasserdampfhaltigen Luft $\rho_L + \rho_v$ (Kraus, 2001):

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_L + \rho_v} \quad (\text{B.1})$$

ρ_L ist die Dichte der trockenen Luft. Setzt man anstelle der unbekannten Dichten die Werte des (Partial-) Drucks unter Berücksichtigung der Zustandsgleichung für ideale Gase ein (Gleichung 5.5 auf Seite 107), erhält man die folgende Formel, wobei e der Dampfdruck bzw. Partialdruck des Wasserdampfes ist (Kraus, 2001):

$$q = \frac{\frac{e}{R_v \cdot T}}{\frac{p-e}{R_L \cdot T} + \frac{e}{R_v \cdot T}} = \frac{R_L}{R_v} \cdot \frac{e}{p - \left(1 - \frac{R_L}{R_v}\right) \cdot e} = \frac{0,622 \cdot e}{p - 0,378 \cdot e} \quad (\text{B.2})$$

$R_L = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und $R_v = 462 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ sind die speziellen Gaskonstanten für trockene Luft bzw. Wasserdampf. Um den Partialdruck für die trockene Luft zu erhalten, wird der Dampfdruck e vom Luftdruck p abgezogen.

Ist die relative Luftfeuchte RF und die Temperatur ϑ bekannt, kann der Dampfdruck e unter Zuhilfenahme der Definition der relativen Luftfeuchte ermittelt werden:

$$RF = \frac{e}{e_s(\vartheta)} \quad (\text{B.3})$$

Die Berechnung des in dieser Gleichung enthaltenen temperaturabhängigen Sättigungsdampfdrucks e_s kann zum Beispiel mit der empirischen Magnus-Formel bestimmt werden (Kraus, 2001):

$$e_s(\vartheta) = 6,1078 \cdot \exp\left(\frac{17,1 \cdot \vartheta}{235 + \vartheta}\right) \quad (\text{B.4})$$

Diese Formel stellt eine einfache numerische Integration der Clausius-Clapeyron-Gleichung dar. Auf Grundlage dieser Gleichungen kann die spezifische Feuchte in Abhängigkeit von relativer Luftfeuchte, Temperatur und Luftdruck berechnet werden.

C Berechnung der turbulenten Wärmeströme mit Parametrisierung der Rauigkeit

Im Zuge der Erläuterungen zur Energiebilanz an der Grenzfläche Schnee/Atmosphäre wurde deutlich, dass die Parametrisierung der turbulenten Wärmeströme Q_H und Q_E komplex ist und zudem an eine Vielzahl von Annahmen gebunden ist. Daher wurden im Text nur die grundlegenden Zusammenhänge dargelegt und es wurde auf eine detaillierte mikrometeorologische Betrachtung verzichtet. In diesem Abschnitt soll eine physikalisch begründete Methode, die zudem die Rauigkeit der Oberfläche einschließt, kurz erläutert werden. Die im Folgenden dargelegten Beziehungen beruhen auf den Darstellungen aus [Harding \(1986\)](#), [Launiainen und Vihma \(1990\)](#) und [Andreas \(2002\)](#).

Ausgehend von den Gleichungen 2.8 und 2.9 können die turbulenten Wärmeströme auch auf Grundlage der Skalenwerten (auch Skalenparameter) von Windgeschwindigkeit u_* , Temperatur T_* bzw. spezifischer Feuchte q_* ermittelt werden ([Andreas, 2002](#)). Die Skalenwerte repräsentieren die Höhenprofile der genannten meteorologischen Variablen in der Prandtl-Schicht und können aus Beobachtungen abgeleitet werden ([Launiainen und Vihma, 1990](#)). Die turbulenten Wärmeströme sind mit Kenntnis dieser Skalenwerte mit Hilfe der Gleichungen C.1 bestimmbar:

$$Q_H = -\rho \cdot c_p \cdot u_* \cdot T_* \quad (\text{C.1a})$$

$$Q_E = -\rho \cdot L_v \cdot u_* \cdot q_* \quad (\text{C.1b})$$

Es wird dabei angenommen, dass die Profile der genannten Größen als Funktion der Höhe (über dem Gelände) formuliert werden können. Nicht höhenabhängig sind hingegen die turbulenten Wärmeströme Q_H und Q_E ([Monin und Obukhov, 1954](#)). Auf dieser Grundlage können Windgeschwindigkeit, Temperatur sowie die spezifische Feuchte als Funktion von der Höhe bestimmt werden ([Andreas, 2002](#)):

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_M \left(\frac{z}{L_{MO}} \right) \right] \quad (\text{C.2a})$$

$$T(z) = T_s + \frac{T_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_T} \right) - \psi_H \left(\frac{z}{L_{MO}} \right) \right] \quad (\text{C.2b})$$

$$q(z) = q_s + \frac{q_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_q} \right) - \psi_q \left(\frac{z}{L_{MO}} \right) \right] \quad (\text{C.2c})$$

mit	$u(z)$	Windgeschwindigkeit als Funktion der Höhe z	$[\text{m s}^{-1}]$
	$T(z)$	Temperatur als Funktion der Höhe z	$[\text{K}]$
	$q(z)$	spezifische Feuchte als Funktion der Höhe z	$[\text{kg kg}^{-1}]$
	z	Höhe über dem Gelände / der Oberfläche	$[\text{m}]$
	k	von Kármán-Konstante $k = 0,40$	

u_*	Skalenwert der Windgeschwindigkeit (Schubspannungs- windgeschwindigkeit)	$[\text{m s}^{-1}]$
T_*	Skalenwert der Temperatur	$[\text{K}]$
q_*	Skalenwert der spezifischen Feuchte	$[\text{kg kg}^{-1}]$
z_0	Rauigkeitslänge für den Impulsstrom (Wind)	$[\text{m}]$
z_T	Rauigkeitslänge für die Temperatur	$[\text{m}]$
z_q	Rauigkeitslänge für die spezifische Feuchte	$[\text{m}]$
$\psi_M \left(\frac{z}{L_{MO}} \right)$	Funktion zur Korrektur der atmosphärischen Schich- tung (Wind)	$[-]$
$\psi_T \left(\frac{z}{L_{MO}} \right)$	Funktion zur Korrektur der atmosphärischen Schich- tung (Temp.)	$[-]$
$\psi_q \left(\frac{z}{L_{MO}} \right)$	Funktion zur Korrektur der atmosphärischen Schich- tung (Feuchte)	$[-]$
L_{MO}	Monin-Obukhov'sche Stabilitätslänge	$[\text{m}]$

Nach Einsetzen der Profilkfunktionen (Gl. C.2) in die Gleichungen C.1 erhält man die Formeln der aerodynamischen Methode (Andreas, 2002):

$$Q_H = \rho \cdot c_p \cdot C_H \cdot u(z) \cdot (T_s - T_z) \quad (\text{C.3a})$$

$$Q_E = \rho \cdot L_v \cdot C_E \cdot u(z) \cdot (q_s - q_z) \quad (\text{C.3b})$$

Die skalaren Transferkoeffizienten⁴⁶ C_H und C_E fassen Informationen über die Rauigkeit und die Schichtung der bodennahen Luftschicht zusammen:

$$C_H = \frac{k^2}{[\ln(z/z_0) - \psi_M(z/L_{MO})] \cdot [\ln(z/z_T) - \psi_H(z/L_{MO})]} \quad (\text{C.4a})$$

$$C_E = \frac{k^2}{[\ln(z/z_0) - \psi_M(z/L_{MO})] \cdot [\ln(z/z_q) - \psi_E(z/L_{MO})]} \quad (\text{C.4b})$$

Die Bestimmung dieser Transferkoeffizienten setzt eine Schätzung der Rauigkeitslängen voraus. Die Rauigkeitslänge für den Impulsstrom kann zum Beispiel aus Literaturwerten entnommen werden. Für Schnee liegt dieser Wert im Millimeterbereich, da die Oberfläche im Allgemeinen sehr eben ist. Auf Grundlage einer Literaturrecherche gibt Morris (1989) z_0 -Werte im Bereich von 0,2 mm bis 20 mm an. Chamberlain (1983) konnte nachweisen, dass sich dieser Wert infolge Drift durch Wind vergrößern kann und damit strenggenommen nicht unabhängig von der Windgeschwindigkeit ist. Auf einen ähnlichen Effekt macht Harding (1986) aufmerksam. Berechnete Tageswerte von z_0 schwanken der genannten Studie zufolge zwischen 0,2 mm und 4 mm, wobei z_0 immer dann auf geringere Werte fällt, wenn ein Schneefallereignis vorausgeht.

⁴⁶Zum Teil werden in der Literatur anstelle dieser skalaren Transportkoeffizienten auch Widerstände verwendet: $r_H = [C_H \cdot u(z)]^{-1}$ und $r_E = [C_E \cdot u(z)]^{-1}$.

Daher werden meistens mittlere Werte von z_0 angenommen. Eine Umrechnung dieses Wertes in entsprechende Werte für Temperatur z_T und Feuchte z_q unter Berücksichtigung der Schubspannungswindgeschwindigkeit ist in [Andreas \(2002\)](#) in Abhängigkeit der Rauigkeits-Reynolds-Zahl $R_* = u_* \cdot z_0 / \nu$ beschrieben (ν ist die kinematische Viskosität der Luft):

$$\ln \left(\frac{z_s}{z_0} \right) = b_0 + b_1 \cdot \ln R_* + b_2 \cdot (\ln R_*)^2 \begin{cases} \text{mit } z_s = z_T \text{ für Temperatur} \\ \text{mit } z_s = z_q \text{ für spez. Feuchte} \end{cases} \quad (\text{C.5})$$

Die Koeffizienten b_0 , b_1 sowie b_2 zur Bestimmung der Rauiglängen sind abhängig von R_* und können der Tabelle 1 (S. 177) in [Andreas \(1987\)](#) bzw. der Tabelle 2 (S. 423) in [Andreas \(2002\)](#) entnommen werden.

Des Weiteren müssen die Korrekturfunktionen in Abhängigkeit von der Stabilitätslänge L_{MO} ermittelt werden. Wegen

$$L_{MO} = - \frac{u_*^3}{k \cdot \frac{g}{T} \cdot \frac{Q_H}{c_p \cdot \rho}} \quad (\text{C.6})$$

([Monin und Obukhov, 1954](#)) ist z/L_{MO} von u_* bzw. Q_H abhängig. Somit sind Iterationen notwendig. Als Abbruchbedingung schlagen [Launiainen und Vihma \(1990\)](#) ein Unterschreiten des Betrages der Änderung von z/L_{MO} von 0,01 vor. Die Iteration sollte innerhalb von 25 Schritten konvergieren (ebenda). Die Ableitung der Korrekturfunktionen ψ_M , ψ_H und ψ_E ist von der atmosphärischen Stabilität, ausgedrückt durch z/L_{MO} , abhängig.

Für stabile Schichtungen mit $z/L_{MO} > 0$ gilt näherungsweise ([Harding, 1986](#)):

$$\psi_M = \psi_H = \psi_E = -5 \cdot \frac{z}{L_{MO}} \quad (\text{C.7})$$

In instabilen Schichtungen ($z/L_{MO} < 0$) müssen die Korrekturfunktionen separat ermittelt werden ([Launiainen und Vihma, 1990](#)):

$$\psi_M = 2 \cdot \ln \left[\frac{1 + \Phi_M^{-1}}{2} \right] + \ln \left[\frac{1 + \Phi_M^{-2}}{2} \right] - \arctan \Phi_M^{-1} + \frac{\pi}{2} \quad (\text{C.8a})$$

$$\psi_H = 2 \cdot \ln \left[\frac{1 + \Phi_H^{-1}}{2} \right] \quad (\text{C.8b})$$

$$\psi_E = 2 \cdot \ln \left[\frac{1 + \Phi_E^{-1}}{2} \right] \quad (\text{C.8c})$$

Die Gradientenfunktionen Φ_M , Φ_H und Φ_E sind ausschließlich von z/L_{MO} abhängig (ebenda):

$$\Phi_M = \left(1 - 16 \cdot \frac{z}{L_{MO}} \right)^{-1/4} \quad (\text{C.9a})$$

$$\Phi_H \approx \Phi_E = \left(1 - 16 \cdot \frac{z}{L_{MO}}\right)^{-1/2} \quad (C.9b)$$

Für neutrale Schichtungen entfallen die Korrekturterme, da $L_{MO} \rightarrow \infty$. Mit den obigen Gleichungen können die turbulenten Wärmeströme iterativ für jeden Zeitschritt unter Berücksichtigung der Rauigkeitslänge für den Impulsstrom z_0 berechnet werden.

Eine alternative Möglichkeit der Berücksichtigung der atmosphärischen Schichtung ohne iterative Bestimmung der turbulenten Wärmeströme ist über die Richardson-Zahl Ri möglich (Braithwaite, 1995). Es existiert ein direkter Zusammenhang zur zuvor verwendeten Stabilitätslänge L_{MO} (Monin und Obukhov, 1954). Die Richardson-Zahl für eine schmelzende Schnee- oder Eisfläche der Temperatur $T_0 = 273,16$ K beträgt in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit u und der Lufttemperatur T

$$Ri = \frac{g \cdot (T - T_0) \cdot z}{T \cdot u^2}. \quad (C.10)$$

Die Richardson-Zahl setzt den Auftrieb - ausgelöst durch Temperaturdifferenzen und den damit verbundenen Dichteunterschieden - in Relation zur mechanisch hervorgerufenen Turbulenz durch den vorherrschenden Wind. Die deutlich einfachere Berechnung der turbulenten Wärmeströme Q für neutrale Schichtungen mit $z/L_{MO} = 0$ kann zum Beispiel mit dem folgendermaßen zu berechnenden Korrekturfaktor n_Q an die stabilen Verhältnisse angepasst werden (Braithwaite, 1995):

$$Q_{\text{stabil}} = n_Q \cdot Q_{\text{neutral}} \quad (C.11a)$$

$$n_Q = 1 / (1 + 10 \cdot Ri) \quad \text{mit } n_Q < 1 \text{ für stabile Schichtungen} \quad (C.11b)$$

Für hohe Windgeschwindigkeiten, wie sie beispielsweise über dem Grönländischen Eisschild auftreten, kann dieses Verfahren als ausreichend genau angesehen werden, wohingegen bei geringen Windgeschwindigkeiten mit einem höheren Einfluss der Stabilität die obig beschriebene Variante mit direkter Berücksichtigung der Korrekturfunktionen verwendet werden sollte (Braithwaite, 1995).

Die Abhängigkeiten der skalaren Transferkoeffizienten C_H und C_E von der Richardson-Zahl Ri können in unterschiedlichen Schneemodellen zum Teil voneinander abweichen (siehe Essery et al., 1999).

D Berechnung statistischer Kenngrößen

In dieser Arbeit werden einige statistische Kenngrößen zur Bewertung der Modellanpassung von Simulationen verwendet. Da diese allgemein bekannt sind, sollen hier kurz die Definitionen aufgeführt werden.

Eine Übersicht über Gütemaße gibt beispielsweise [Hall \(2001\)](#). Bei den nachfolgenden Definitionen wird die Zeitreihe der Beobachtung bzw. Referenz mit r abgekürzt. Ein Simulationslauf, welcher mit dieser Beobachtung verglichen werden soll, ist mit f abgekürzt. Die arithmetischen Mittelwerte sind \bar{r} und \bar{f} . Ferner werden die Standardabweichungen mit σ_r und σ_f gekennzeichnet. Sie beschreiben die Streuung der betrachteten Zeitreihe. Ihr Vergleich gibt Auskunft darüber, inwieweit die Amplituden beider Zeitreihen zusammenpassen. Die erwartungstreue Standardabweichung der Beobachtungen r_i beträgt

$$\sigma_r = \sqrt{\frac{1}{1-n} \cdot \sum_{i=1}^n (r_i - \bar{r})^2}. \quad (\text{D.1})$$

n ist dabei der Stichprobenumfang. Der mittlere quadratische Fehler, nachfolgend Root Mean Square Error (RMSE) genannt, wird nach der nachfolgenden Formel berechnet:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (f_i - r_i)^2}. \quad (\text{D.2})$$

Der RMSE fasst Abweichungen durch unterschiedliche Phasen und systematische Differenzen zusammen, ohne dabei eine Differenzierung zuzulassen. Ein weiteres wichtiges Gütemaß zur Bewertung zweier Zeitreihen ist der Korrelationskoeffizient R :

$$R = \frac{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (f_i - \bar{f})(r_i - \bar{r})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (f_i - \bar{f})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (r_i - \bar{r})^2}} \quad (\text{D.3})$$

Dieser erlaubt eine Einschätzung darüber, inwieweit zwei Zeitreihen gleichphasig sind. Sein Wertebereich umfasst -1 bis $+1$, wobei ein Wert von 1 einen gleichen Verlauf kennzeichnet. Auch wenn die Zeitreihen versetzt oder unterschiedlich skaliert sind, erreicht R in diesem Fall einen Wert von 1 , wenn $(f_i - \bar{f}) = \alpha \cdot (r_i - \bar{r})$ gilt ([Taylor, 2001](#)). Eine Einschätzung über die absoluten Werte beider Zeitreihen oder die Amplituden erlaubt R daher nicht (ebenda). Der Zähler in Gleichung D.3 entspricht der Kovarianz von f und r , wohingegen der Nenner das Produkt der Standardabweichungen von f und r enthält.

Schließlich soll noch ein weiteres in der Hydrologie sehr gebräuchliches Gütemaß vorgestellt werden. Der Effizienzkoeffizient, auch Modelleffizienz oder Nash-Sutcliffe-Effizienz (NSE) genannt, bewertet systematische Abweichungen und die zeitliche Verschiebung ([Hall, 2001](#)):

$$NSE = 1 - \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (r_n - f_n)^2}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (r_n - \bar{r})^2} \quad (\text{D.4})$$

Die folgende Interpretation der Modelleffizienz NSE wurde [Moriasi et al. \(2007\)](#) entnommen, da sie die wesentlichen Eigenschaften und Einschätzungen hinsichtlich der möglichen Werte von NSE zusammenfasst:

„NSE ranges between $-\infty$ and 1.0 (1 inclusive), with $NSE = 1$ being the optimal value. Values between 0.0 and 1.0 are generally viewed as acceptable levels of performance, whereas values ≤ 0.0 indicates that the mean observed value is a better predictor than the simulated value, which indicates unacceptable performance.“

Ein Wert von $NSE = 1,0$ bedeutet, dass die Zeitreihen von Modell und Beobachtung identisch sind. Während [Moriasi et al. \(2007\)](#) positive Werte generell als akzeptabel nennen, fordert [Hall \(2001\)](#) einen Wert von 0,95 für eine gute Modellanpassung. Zu berücksichtigen ist bei diesen Interpretationen, welche Anwendungsfälle und Zeitschritte den genannten Aussagen zu Grunde liegen. [Moriasi et al. \(2007\)](#) gehen zum Teil auf Monatswerte ein, während [Hall \(2001\)](#) einzelne Hochwasserwellen betrachtet.

[Hall \(2001\)](#) nennt die Sensitivität von NSE gegenüber systematischen und zeitlichen Abweichungen als Vorteil dieses Wertes, da sämtliche Aspekte in einem Wert zusammengefasst werden. Hingegen argumentiert [Taylor \(2001\)](#), dass eine zusammenfassende Betrachtung all dieser Aspekte die Ursachen vernachlässigt. Daher schlägt [Taylor \(2001\)](#) in seinem Fachartikel mit dem Titel *„Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram“* eine graphische Darstellung vor, um sowohl systematische als auch zeitliche Abweichungen relativ schnell überblicken zu können.

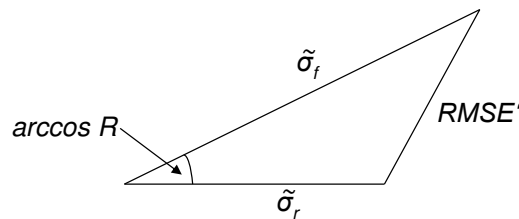


Abb. D.1: Skizze der geometrischen Beziehungen in einem Taylor-Diagramm. Verändert nach [Taylor \(2001\)](#).

Die grundlegende Idee des von [Taylor \(2001\)](#) vorgeschlagenen Diagramms, das in dieser Arbeit Taylor-Diagramm genannt wird, beruht in einer graphischen Darstellung von Korrelationskoeffizient, mittlerer quadratischer Abweichung zwischen Modell und Beobachtung sowie den Standardabweichungen beider Zeitreihen. Der grundlegende mathematische Zusammenhang der genannten Größen ist in Abbildung D.1 skizziert und basiert auf dem Cosinus-Satz ([Taylor, 2001](#)):

$$RMSE'^2 = \tilde{\sigma}_f^2 + \tilde{\sigma}_r^2 - 2 \cdot \tilde{\sigma}_f \cdot \tilde{\sigma}_r \cdot R \quad (D.5)$$

mit	$RMSE'$	um die Mittelwerte korrigierter RMSE	
	$\tilde{\sigma}_f$	nicht-erwartungstreue Standardabweichung der Zeitreihe des Modells f	
	$\tilde{\sigma}_r$	nicht-erwartungstreue Standardabweichung der Zeitreihe der Beobachtung r	
	R	Korrelationskoeffizient	[-]

Die Terme in Gleichung D.5 enthalten zum Teil zu den bereits genannten statistischen Kenngrößen leicht abweichende Definitionen. Die Einheiten der statistischen Kenngrößen $RMSE'$, $\tilde{\sigma}_f$ und $\tilde{\sigma}_r$ entsprechen denen der zu Grunde liegenden Zeitreihe. Der um die Mittelwerte korrigierte mittlere quadratische Fehler $RMSE'$ (*central pattern'*-RMSE) enthält zusätzlich die Mittelwerte der Zeitreihen:

$$RMSE' = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n [(f_i - \bar{f}) - (r_i - \bar{r})]^2}. \quad (D.6)$$

Nach Taylor (2001) steht dieser in einem einfachen Zusammenhang mit dem obig definierten $RMSE$ und den Zeitreihenmittelwerten \bar{f} und \bar{r} :

$$RMSE^2 = (\bar{f} - \bar{r})^2 + RMSE'^2 \quad (D.7)$$

Die nicht-erwartungstreuen Standardabweichungen unterscheiden sich von den erwartungstreuen Standardabweichungen nur dadurch, dass anstelle von $(n-1)$ durch n geteilt wird:

$$\tilde{\sigma}_r = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (r_i - \bar{r})^2}. \quad (D.8)$$

Für lange Zeitreihen mit einem sehr großen Stichprobenumfang n unterscheiden sich die mit den Gleichungen D.1 und D.8 berechneten Standardabweichungen kaum.

Der Vorteil dieser hier kurz erläuterten Darstellung ist, dass sowohl die Korrelation und der mittlere quadratische Fehler als auch die Standardabweichungen von mehreren Simulationen und einem Referenzzustand (Beobachtung) relativ übersichtlich verglichen werden können.

E Weitere Darstellungen und Ergebnisse

Tab. E.1: Zusammenfassung der globalen Analysedaten im Datensatz „NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999 (ds083.2)“. Auszug, entnommen aus [UCAR \(2012a\)](#). Hier werden nur die Variablen aufgelistet, die mit WPS als Randbedingungen aufbereitet und auf 28 Atmosphären- bzw. 4 Bodenschichten für ARW interpoliert worden sind.

Variable	Parameter Nr.	Vertikale Schichten
Luftdruck [Pa]	1	17
reduzierter Luftdruck [Pa]	2	1 (mittlerer Meeresspiegel)
Geopotential [gpm]	7	36
Temperatur [K]	11	51 (davon 5 Bodenschichten)
Windgeschwindigkeit \vec{u} [m s^{-1}]	33	41
Windgeschwindigkeit \vec{v} [m s^{-1}]	34	41
relative Luftfeuchte [%]	52	32
Wasseräquivalent der Schneedecke [kg m^{-2}]	65	1 (Land- oder Wasserflächen)
Landbedeckung [-]	81	1 (Land- oder Wasserflächen)
Eisbedeckung [-]	91	1 (Land- oder Wasserflächen)
Volumetrische Bodenfeuchte [-]	144	5 (Landflächen)

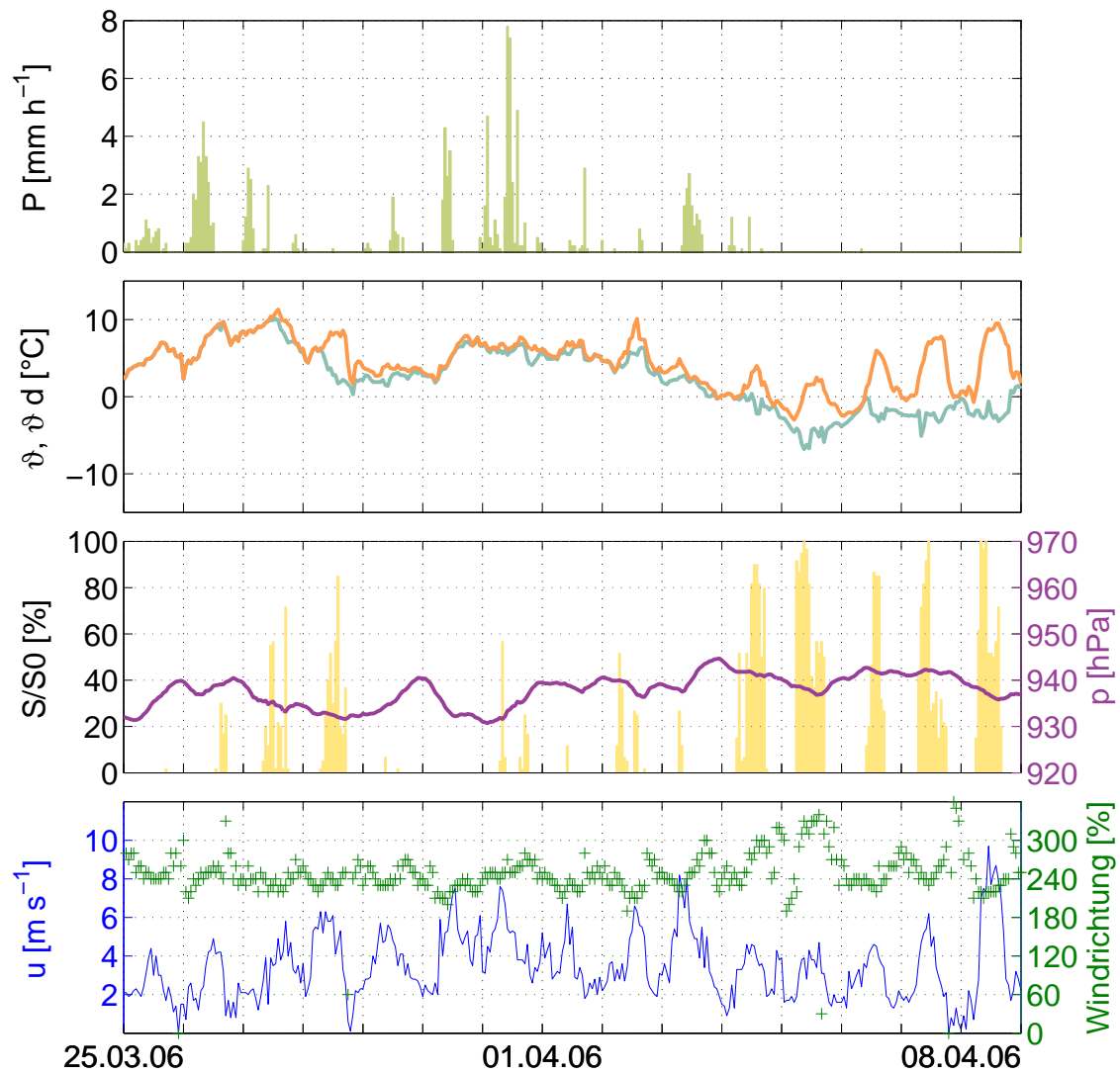


Abb. E.1: Beobachtete meteorologische Zeitreihen für die Schneeschmelze im Frühjahr 2006 an der Station Braunlage (607 m ü. NN). P =Niederschlagsintensität, ϑ =Temperatur (orange), ϑ_d =Taupunkt (grünblau), S/S_0 =relative Sonnenscheindauer, p =Luftdruck, u =Windgeschwindigkeit. In diesem Zeitraum wurden 116 mm Niederschlag registriert.

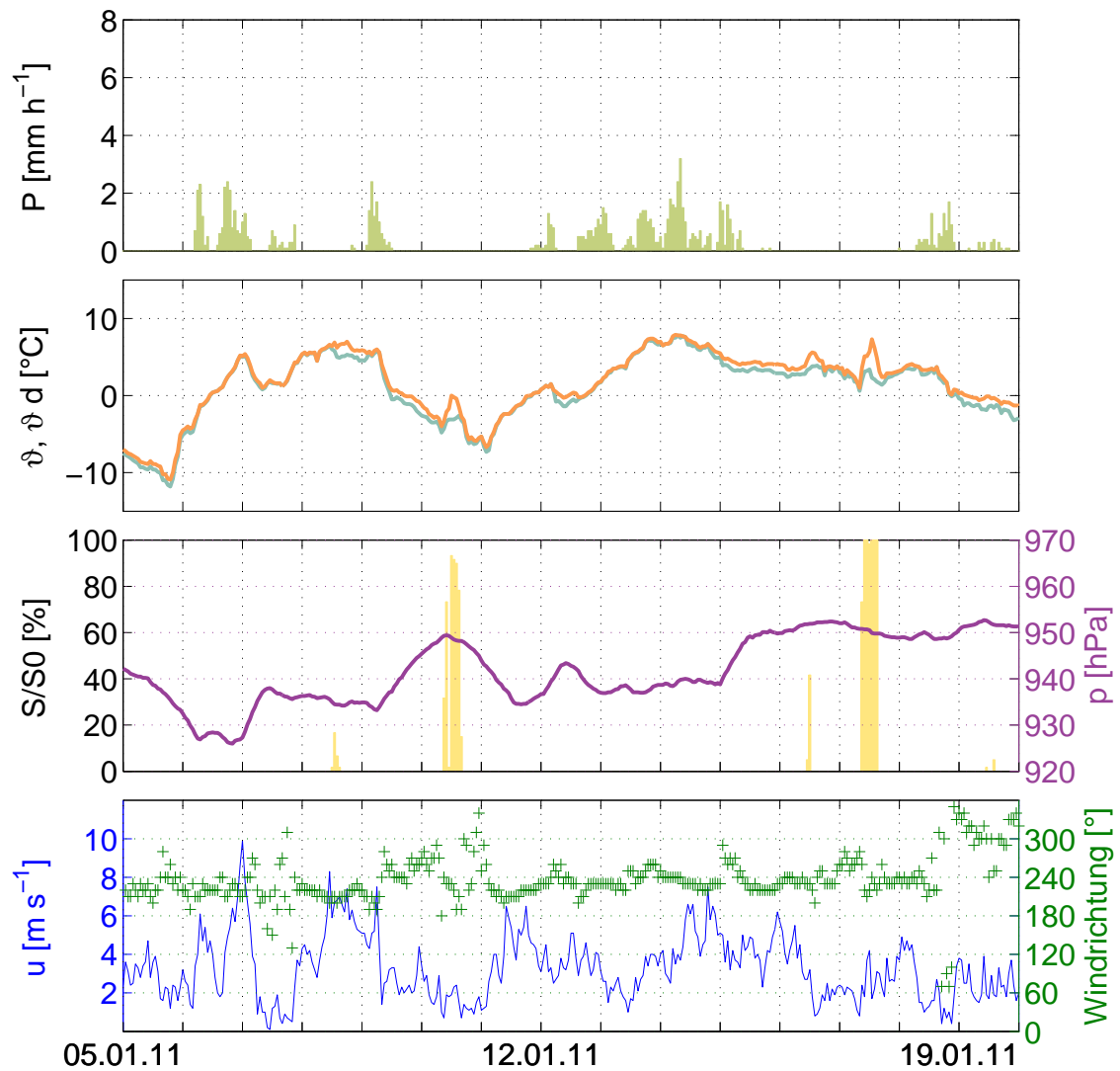


Abb. E.2: Beobachtete meteorologische Zeitreihen für die Schneeschmelze im Januar 2011 an der Station Braunlage (607 m ü. NN). Erläuterungen bei Abbildung E.1. Die Niederschlagsmenge dieses Zeitraums beträgt 100 mm.

Tab. E.2: Summen der Stationsniederschläge für verschiedene Simulationsläufe. Ähnlich wie in Tabelle 7.2 beziehen sich die relativen Summen auf den (nicht korrigierten) beobachteten Gebietsniederschlag, welcher hier auf einen Wert von 100% festgelegt wurde.

	Beobachtung	Standard				FDDA				Re-Init			
		Morrison	Thompson	Milbrandt	WDM6	Morrison	Thompson	Milbrandt	WDM6	Morrison	Thompson	Milbrandt	WDM6
Altenau-Pumpstation	649,2	542,1	623,9	624,3	932,1	543,4	599,4	605,2	910,7	557,2	646,8	626,7	942,5
Braunlage	664,1	609,1	689,0	696,2	1001,1	625,5	661,1	659,5	963,4	632,3	729,1	706,8	1001,3
Brocken (WEWA)	1275,6	669,6	776,7	675,1	1589,7	697,0	753,0	665,5	1611,9	740,9	850,2	731,4	1692,7
Bühne-Rimbeck	191,5	208,2	250,6	276,6	280,3	199,6	215,8	248,7	268,6	243,7	264,1	280,2	265,6
Clausthal (HWW)	636,8	487,9	648,7	543,4	1377,5	510,9	629,1	557,3	1309,9	529,1	691,9	575,7	1368,4
Eckertalsperre	508,6	481,0	555,0	517,5	767,9	519,6	534,1	536,9	829,5	557,3	591,7	562,6	856,0
Granetalsperre	308,7	341,0	404,0	461,4	547,9	365,8	360,5	412,7	557,8	423,6	428,7	433,2	587,7
Innerstetalsperre	354,4	322,8	461,1	429,7	779,0	334,2	370,2	367,4	689,0	385,3	442,3	400,3	753,7
Liebenburg-Othfresen	233,8	226,0	289,6	318,0	321,1	235,7	230,0	265,4	325,0	293,6	286,9	330,9	357,7
Odertalsperre	633,7	456,2	534,3	530,5	841,8	458,2	512,1	481,5	902,7	469,2	559,5	550,7	882,5
Riefensbeek	634,9	451,4	591,1	522,4	1016,1	453,7	563,9	518,3	1040,1	487,2	623,1	565,4	1012,9
Schierke	564,9	634,2	752,0	698,4	871,9	639,1	748,4	699,3	852,1	660,7	828,4	795,6	923,1
Schulenberg	619,8	524,8	656,0	653,0	867,1	548,8	612,9	612,5	898,3	586,9	693,4	625,0	924,1
Seesen	301,5	257,5	299,6	316,3	471,4	248,3	254,6	280,0	401,7	306,6	294,8	308,8	452,0
Sieber	602,4	507,8	649,7	609,0	1098,3	512,5	658,2	577,4	1127,9	536,3	688,6	628,4	1126,6
Soesetalsperre	533,0	319,8	419,4	384,1	799,8	317,2	352,4	335,5	757,1	363,7	422,2	389,4	832,2
Stiege	303,9	374,2	383,0	408,5	426,0	368,4	422,1	443,0	453,0	374,6	436,1	436,2	487,6
Torfhaus	626,5	600,4	712,1	683,0	1292,3	647,3	696,8	622,3	1399,1	662,7	788,8	717,7	1361,4
Wernigerode (AWST)	227,1	278,2	304,7	325,2	346,7	287,8	275,9	333,3	324,6	322,7	354,1	357,7	360,0
Arithmetisches Mittel	519,5	436,4	526,3	509,1	822,5	448,0	497,4	485,4	822,2	480,7	559,0	527,5	852
(% Beobachtung)	100%	84%	101%	98%	158%	86%	95%	93%	158%	92%	107%	101%	164%

Weitere Angaben zu den verwendeten Quellen

- Abb. 2.1: Copyright ©1982 by the American Geophysical Union. Republished with permission of John Wiley and Sons, from Warren, S. G. (1982): *Optical properties of snow*. Reviews of Geophysics, 20(1), 67–89, Figure 1, page 71.
- Abb. 2.2: Republished with permission of Taylor and Francis Group LLC - Books, from Oke, T. R. (1987): *Boundary Layer Climates*, Second edition, Routledge, London, Figure 3.10, page 96; permission conveyed through Copyright Clearance Center, Inc.
- Abb. 2.3: Republished with permission of Taylor and Francis Group LLC - Books, from Oke, T. R. (1987): *Boundary Layer Climates*, Second edition, Routledge, London, Figure 3.6, page 89; permission conveyed through Copyright Clearance Center, Inc.
- Abb. 2.4: Liston G.E., Haehnel R.B., Sturm M., Hiemstra C.A., Berezovskaya S. and Tabor R.D. (2007) *Simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D*. J. Glaciol., 53(181), 241–256. Figure 1, page 241. Reprinted from the Journal of Glaciology with permission of the International Glaciological Society.
- Abb. 2.5: Verwendung von Abbildung 9.3, Seite 287 aus Herrmann, A. und M. Kuhn (1996): Schnee und Eis. In A. Baumgartner, H.-J. Liebscher und P. Benecke (Hrsg.): *Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie*. Band 1, Berlin: Borntraeger, 278–319. Genehmigt durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung OHG (Naeglele u. Obermiller) Science Publishers, Stuttgart, www.schweizerbart.de.
- Abb. 2.6: Verwendung von Fig. 5, Seite 82 aus Bader, H., R. Haefeli, E. Bucher, J. Neher, O. Eckel, C. Thams und P. Niggli (1939): *Der Schnee und seine Metamorphose. Erste Ergebnisse und Anwendungen einer systematischen Untersuchung der alpinen Winterschneedecke; Durchgeführt von der Station Weissfluhjoch-Davos der Schweiz*. Schnee- u. Lawinenforschungskommission 1934-1938. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie Hydrologie, Band 3, Kümmerly und Frey, Bern. Gestattet durch Hallwag Kümmerly+Frey AG, Verlag für Touristik, Schönbühl.
- Abb. 2.8: Reprinted from Publication Hardy, J. P., R. Melloh, G. Koenig, D. Marks, A. Winstral, J. W. Pomeroy and, T. Link (2004): *Solar radiation transmission through conifer canopies*. Agricultural and Forest Meteorology, 126(3-4), 257-270, Figure 4, page 264, with permission from Elsevier.
- Abb. 2.9: Copyright ©2007 John Wiley and Sons, Ltd. Republished with permission, from Molotch, N. P., P. D. Blanken, M. W. Williams, A. A. Turnipseed, R. K. Monson and, S. A. Margulis (2007): *Estimating sublimation of intercepted and sub-canopy snow using eddy covariance systems*. Hydrological Processes, 21(12), 1567–1575, Figure 4, page 1571.
- Abb. 2.10: Verwendung von Bild 4 „Schneesonde WS-43“ aus dem Merkblatt DWA-A 530 (November 2011) genehmigt durch die Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. (DWA). Quellennachweis: DWA-A 530 (November 2011): *Beobachteranleitung für nebenamtliche Niederschlagsstationen Nst (A) und Nst (k) (BAN)*, 1. Auflage November 2011, DWA Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V., Hennef.
- Abb. 2.11: Copyright ©1995 John Wiley and Sons, Ltd. Republished with permission, from Blöschl, G., M. Sivapalan (1995): *Scale issues in hydrological modelling: A review*. Hydrological Processes, 9(3-4), 251–290, Figure 4, page 256.

- Abb. 2.12: Copyright ©1999 John Wiley and Sons, Ltd. Republished with permission, from Blöschl, G. (1999): *Scaling issues in snow hydrology*. Hydrological Processes, 13(14-15), 2149–2175, Figure 1, page 2150.
- Abb. D.1: Copyright ©2001 by the American Geophysical Union. Republished with permission of John Wiley and Sons, from Taylor, K. E. (2001): *Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram*. Journal of Geophysical Research, 106 (D7), 7183–7192, Figure 1, page 7184.

National Centers for Environmental Prediction, National Weather Service, NOAA, U.S. Department of Commerce. 2000, updated daily. *NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999*. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2>. Accessed 16 Nov 2012.